науки
о земле

Фундаментальные труды зарубежных ученых по геологии, геофизике и геохимии

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АВСТРАЛИИ И ПАПУА НОВОЙ ГВИНЕИ

Том 1



Издательство
«Мир»


ИЗДАТЕЛЬСТВО
МИР

Editor-in-Chief
C. L. Knight

ECONOMIC GEOLOGY OF AUSTRALIA AND PAPUA NEW GUINEA

Published by
The Australasian Institute
of Mining and Metallurgy
Clunies Ross House,
191 Royal Parade,
Parkville,
Victoria, Australia 3052
1975

I. METALS

Edited by C. L. Knight

науки
о земле

Фундаментальные
труды
зарубежных
ученых
по геологии,
геофизике
и геохимии

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АВСТРАЛИИ И ПАПУА НОВОЙ ГВИНЕИ

ТОМ 1

Под редакцией
К. НАЙТА

3298

Издательство
«Мир»
Москва 1980

Институт геологических наук АН СССР

УДК 553.042(94+95)

Перевод с английского

канд. геол.-мин. наук **Е. В. Бибиковой**,
канд. геол.-мин. наук **Ю. С. Бородаева**,
канд. геол.-мин. наук **Н. И. Еремина** и **В. С. Красновой**

под редакцией акад. **В. И. Смирнова**

Систематическое описание всех месторождений полезных ископаемых Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Некоторые из этих месторождений относятся к новым генетическим типам, поиски которых в нашей стране не производились. Выполненное на высоком научном уровне описание месторождений содержит новые для советского читателя данные по их геологическому строению, минеральному составу, генезису, а также геолого-экономические характеристики. Значительное количество фактического материала публикуется впервые. Оригинальное австралийское издание выпущено в четырех томах. Русский (сокращенный) перевод выходит в двух томах. Настоящий том 1 посвящен описанию месторождений металлических полезных ископаемых.

Издание представляет интерес для широкого круга геологов, экономистов, занимающихся изучением сырьевых ресурсов, а также для преподавателей и студентов соответствующих специальностей.

Редакция литературы по геологии

1904050000

П $\frac{20804-398}{041(01)-80}$ подписное

Copyright, The Australasian Institute of Mining and Metallurgy, and the Author, 1975

© Перевод на русский язык, «Мир», 1980

Предисловие редактора перевода

Накануне очередной сессии Международного геологического конгресса, которая состоялась в Австралии в 1976 г., в этой стране был издан четырехтомный труд, посвященный геологии ее полезных ископаемых. В первом из них рассматривалась геология рудных месторождений этого континента, во втором — геология угольных месторождений, в третьем — нефтяных, в четвертом — нерудных месторождений.

Многие месторождения Австралии выделяются своими крупными масштабами, занимая ведущее место в мировых запасах и добыче минерального сырья. По запасам высокосортной железной руды, достигающим 35 млрд. т, и размерам ее добычи, составляющим около 100 млн. т в год, Австралия занимает первое место среди капиталистических стран. Знамениты латеритовые месторождения бокситов этого континента с запасами 4,6 млрд. т и ежегодной добычей 23,5 млн. т, также выводящие эту страну на первое место в мире. По запасам никеля (9,2 млн. т), свинца и цинка (60 млн. т), а также прибрежных океанических россыпей титана и циркония (40 млн. т) Австралия входит в пятерку наиболее крупных стран — производителей этих металлов. Значительны также месторождения урана, меди и золота.

Все рудные месторождения Австралии формируют широкую генетическую гамму. Среди них наиболее впечатляющи стратиформные месторождения руд урана, свинца и цинка, меди как древнего, так и более молодого геологического возраста. Грандиозны прибрежные океанические россыпные месторождения ильменита, лейкоксена, циркона и монацита. Уникальны латеритовые месторождения бокситов, отчасти урана и силикатного никеля современной и третичной коры выветривания. К морским осадочным месторождениям помимо глубоко метаморфизованных месторождений железа и марганца некоторые австралийские исследователи относят также докембрийские месторождения оловянных руд в Кливленде и Маунт-Бишоффе. Оригинальны магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд архейского возраста. На территории Австралии и Папуа Новой Гвинеи известны также пегматиты и грейзены с бериллием, оловом, вольфрамом и висмутом, скарны с шеелитом, гидротермальные жильные, штокверковые и метасоматические образования руд меди, полиметаллов и редких металлов. Выявлены колчеданные полиметаллические и медные образования.

Однако особенно выделяются метаморфогенные месторождения железа, полиметаллов и урана. Хотя среди рудных месторождений Австралии известны образования как современные, так и альпийского, герцинского и каледонского циклов геологического развития, эта страна поражает массовым развитием допалеозойских рудных месторождений, глубоко метаморфизованных совместно с вмещающими их породами. По распространению архейских, ранне-, средне- и позднепротерозойских месторождений железа, цветных, благородных и радиоактивных металлов Австралия выступает в роли эталона докембрийского рудообразования, ориентирующего геолого-поисковые устремления среди древнейших формаций горных пород всего мира. Любопытно, что обширные площади развития древних метаморфических комплексов, составляющих широкую основу геологического строения континента, не несут заметных признаков металлогенического обновления, обусловленного тектоно-магматической активизацией.

Книга о месторождениях Австралии и Папуа Новой Гвинеи содержит обширный материал по геологии территории Австралийского Союза и его отдельных провинций, на фоне которого и произведено описание разнообразных месторождений. При этом выделяются провинции архея Западно-Австралийского щита, раннего и среднего протерозоя (карпентарий) средней части континента, позднепротерозойских и палеозойских (аделаида) геосинклиналей и впадин востока страны, мезозойских и кайнозойских геосинклиналей и бассейнов, характерных для окраинных частей, а также третичных и четвертичных вторичных рудных образований, связанных преимущественно с субтропическими корами выветривания и их производными осадками.

Книге предпослан общий очерк геологии и тектонической эволюции всей территории, а каждая часть этого труда открывается геологической характеристикой вышеперечисленных провинций. В рамках каждой провинции выделяются от 2 до 14 регионов, описание рудных месторождений которых предваряется описанием геологического строения их площади.

По согласованию с издателем — Институтом горного дела и металлургии Австралазии — в первый том русского издания книги включен перевод описания только важнейших месторождений всех металлов, выявленных в недрах Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Их общее количество достигает 60 и достаточно детально отражает характеристику рудных богатств страны. Последовательность их размещения в русском издании определяется порядком, общепринятым в нашей стране: от месторождений черных металлов к месторождениям цветных, редких, радиоактивных и благородных металлов, с учетом перехода от преимущественно эндогенных образований к экзогенным. В основу последовательности размещения месторождений в рамках групп месторождений каждого металла положен возрастной признак — от наиболее древних к самым молодым в данной серии (за исключением описания юных месторождений коры выветривания и россыпей). Такой подход соответствует общей последовательности распределения материала в оригинальном издании книги, принятому среди австралийских геологов порядку его толкования, генеральной зональности геологического строения этой страны, если следовать с запада на восток, и не нарушает существенно распределения рудных месторождений по генетическим категориям.

Подобным же образом выполнено описание месторождений нерудных полезных ископаемых, угля и нефти. Для этих групп минерального сырья точно так же осуществлен выборочный перевод статей о важнейших месторождениях; все они сведены во второй том русского издания.

К описанию разнообразных месторождений Австралии и Папуа Новой Гвинеи были привлечены не только научные сотрудники, но также полевые и рудничные геологи. Это обстоятельство привело к тому, что геологическая информация оказалась свежей, оригинальной, получаемой из первых рук. Но это также обусловило неравномерную и неравноценную характеристику различных месторождений, усугубляемую тем, что авторы ряда очерков ведут описание так, как будто читатели уже знают все наиболее популярные месторождения пятого континента. Нередко сообщаются только новейшие дополнительные данные, что приводит к известной фрагментарности представлений именно о тех месторождениях, в знакомстве с которыми читатели могут быть наиболее заинтересованы. Суждения о генезисе освещаемых месторождений не всегда достаточно аргументированы, они часто противоречивы и не увязаны в единую систему мировоззрения даже для сходных образований. Поэтому основной интерес в этом труде о полезных ископаемых Австралии и Папуа Новой Гвинеи представляют новейшие объективные данные, касающиеся состава пород, геологической структуры и рудных тел, что само по себе чрезвычайно ценно. При переводе было сочтено возможным сохранить также ту часть очерков, которая касается условий и истории откры-

тия месторождений, методики поисков, предварительной разведки и первичной оценки, производившихся с широким использованием аэрогеофизических и геохимических методов, а также разнообразных способов бурения, полагая, что такого рода сведения интересны для наших читателей.

Австралия далеко отстоит от Советского Союза, но интересы геологов обеих стран сближает наличие сходных геологических обстановок и аналогичных минеральных месторождений, особенно в части, касающейся древнейших образований той и другой страны. Вот почему знакомство с книгой о месторождениях полезных ископаемых Австралии и Папуа Новой Гвинеи может способствовать расширению кругозора наших исследователей недр, содействовать успеху в их деятельности на территории своей страны.

В заключение необходимо отметить весьма доброжелательное отношение Института горного дела и металлургии Австралазии к организации сокращенного перевода обширного труда о геологии полезных ископаемых Австралии и Папуа Новой Гвинеи на русский язык, квалифицированную помощь по просьбе издательства «Мир» в отборе материала для этого перевода и всяческое содействие в его осуществлении. Переписка между издательством «Мир» и Институтом велась через г-на В. Е. Венса, который заслуживает в связи с этим особой благодарности.

Акад. В. И. Смирнов

Предисловие

Для последних поколений европейцев стало фактом, что Австралия обладает хорошо развитой и разнообразной горнодобывающей промышленностью, приобретающей все большее значение в экономическом потенциале страны.

Дважды, в 1953 и 1965 гг., по случаю проведения 5-го Имперского и 8-го Национального конгрессов по горному делу и металлургии силами индивидуальных и коллективных членов Института горного дела и металлургии Австралазии при содействии правительств государства и штатов были изданы сводные работы по геологии месторождений металлических полезных ископаемых под общим заглавием «Геология рудных месторождений Австралии». Во втором из этих изданий было сказано: «Составители надеются, что через десяток лет на смену этому тому появится третье издание».

В настоящее время работа над третьим изданием завершена. В связи с тем, что в последнее десятилетие в минерально-сырьевой базе страны большую роль стали играть месторождения горючих полезных ископаемых и фосфатов, а также вследствие того, что некоторые важные рудные месторождения расположены в пределах Папуа Новой Гвинеи, это издание значительно расширено и охватывает все полезные ископаемые (за исключением воды) как Австралии, так и Папуа Новой Гвинеи. Оно вышло в свет под названием «Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи» и содержит четыре тома: «Металлы», «Уголь», «Нефть» и «Нерудные полезные ископаемые». Издание этой работы стало возможным в результате совместных усилий отдельных лиц и коллективов Института, правительственных геологических учреждений и работников нефтяной и угольной промышленности Австралии.

В конце 1940-х гг. систематические исследования компаний и региональное картирование, проводимое правительственными организациями, положили начало исследованиям сырьевой базы большого числа *металлов* (не только золота), использование которых во всем мире значительно увеличилось. К 1965 г. были сделаны некоторые очень важные открытия месторождений, среди которых в первую очередь следует назвать крупные свинцово-цинковые и медные рудные тела в Маунт-Айза, бокситы Уэйпа и железорудную провинцию Хамерсли; они способствовали значительному улучшению наших знаний о геологии рудных месторождений. Эти открытия привлекли к Австралии всеобщее внимание и привели к резкому усилению поисково-разведочных работ, наградой за которые было выявление таких объектов, как медно-порфировое месторождение Бугенвиль, Западно-Австралийская никелевая провинция, урановая провинция Северной территории, марганцевое месторождение Грут-Айленд и важные месторождения бокситов.

Уголь добывается в Австралии на протяжении более 170 лет, и уже давно было известно, что континент богат залежами каменного и бурого угля. До конца 1940-х гг. без большого труда удавалось обеспечивать состояние запасов угля в соответствии с нуждами страны. С конца 1950-х гг. расширились поисково-разведочные и эксплуатационные работы в связи с увеличением потребления угля внутри страны; особенно заметным рост добычи стал с начала 1960-х гг., и он продолжается до настоящего времени, чему благоприятствует возможность значительного экспорта угля.

Поисково-разведочные работы на *нефть* в небольшом объеме были начаты еще до 1953 г. Открытие нефти в Раф-Рейндже в 1953 г. сильно стимулировало поисково-разведочные работы, которые в конце концов привели к открытию в 1961 г. первого в Австралии промышленного нефтеносного бассейна Сурат. Это дало новый импульс поисковым работам и привело к открытию нефтяных месторождений Барроу-Айленд и Басс-Стрейт, а также месторождений природного газа в нескольких районах.

Развитие промышленности по добыче *нерудных полезных ископаемых* заметно возрастало параллельно с прогрессирующей индустриализацией Австралии. Наиболее важным за последние годы было открытие крупных месторождений фосфатов в бассейне Джорджина в северо-западном Квинсленде.

Настоящее третье издание многим обязано К. Л. Найту — главному редактору, геологу с огромным опытом поисково-разведочных работ на металлические руды и знатоку других аспектов геологии. Р. Б. Лесли, Г. Дж. Эванс и К. Л. Найт редактировали том «Нефть», Д. М. Трэвис и Д. Кинг — том «Уголь», К. Л. Найт — тома «Металлы» и «Нерудные полезные ископаемые».

Почетный редактор Института Дж. Т. Вудкок способствовал работе как консультант при решении издательских вопросов.

Институт и его Издательский комитет особенно признательны всем упомянутым лицам и представляемым ими компаниям за их редакционную и финансовую помощь, а также выражают благодарность большому числу лиц, которые все вместе являлись авторами этого издания.

М. Моби,
Председатель Комитета

Июнь 1975 г.

От редактора

Цель настоящей работы — характеристика современного состояния геологических знаний о месторождениях *металлических руд*, *угля*, *нефти* и *нерудных полезных ископаемых* в Австралии и Папуа Новой Гвинее. Одним из намерений является представление объективных данных, которые могут послужить основой для дальнейших исследований.

Для отдельных томов издания «Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи» выбраны простейшие названия — «Металлы», «Уголь», «Нефть», «Нерудные полезные ископаемые», поскольку они дают возможность включить в содержание томов весь широкий спектр материалов. В издании не содержится тома, посвященного подземным водам (хотя, вероятно, вода является наиболее важным из всех минералов), но когда-нибудь этот пробел будет заполнен.

Все минеральные месторождения определяются конкретной региональной геологической обстановкой. Поэтому для меня совершенно очевидно, что описание месторождений должно включать такую же подробную характеристику всех важных элементов геологического строения (бассейнов, геосинклиналей и т. д.), как и деталей самого месторождения. Следовательно, никакие элементы региональной структуры не могут считаться несущественными, так как все они заключают или могут заключать те или иные минеральные месторождения. В связи с этим читатель сможет найти в любом из четырех томов нашего издания описание всех региональных геологических элементов, в том числе почти всех докембрийских и большинства фанерозойских — в томе «Металлы» и части фанерозойских — в томе «Нефть».

В Австралии и Папуа Новой Гвинее региональное геологическое картирование проведено главным образом правительственными геологическими организациями, а поисково-разведочные работы — компаниями. Именно поэтому почти все статьи этого издания являются результатом работ, субсидированных правительством или компаниями. Геологи отдельных компаний являются авторами 55% всех статей этого издания, в том числе 68% статей в томе «Металлы», 51% — в томе «Уголь», 73% — в томе «Нефть» и 5% — в томе «Нерудные полезные ископаемые». Остальные статьи, за исключением двух или трех, написаны геологами государственной службы. Мы искренне благодарим все эти организации за разрешение использовать результаты их работ в данной книге.

Первые шаги в подготовке этого труда к публикации были сделаны в марте 1972 г., когда сэр Морис Моби, как председатель Издательского комитета, привлек к сотрудничеству министров и руководителей правительственных учреждений, директоров рудников и поисково-разведочных компаний, профессоров геологии университетов. Вторым шагом было приглашение мною, как главным редактором изданий, директоров и главных геологов правительственных геологических организаций, руководителей большого числа поисково-разведочных и эксплуатационных компаний и некоторых других геологов, составивших редакционный совет, для помощи в подборе и первом редактировании статей; их имена и должности приведены ниже.

Редакторы каждого тома в сотрудничестве с главным редактором формировали перечень статей привлекаемых к работе авторов и организаций, определяли объем каждой статьи в соответствии с важностью описываемого объекта и намечали работу по руководству авторами. После этого в различ-

ные организации (в некоторых случаях — отдельным лицам) были посланы предложения о подготовке этих статей. Основная часть рукописей была получена в течение 1973 г., но некоторые были присланы только в конце 1974 г. В общем же содержащаяся в статьях информация датируется концом 1973 г.

Д-р Н. Фишер, в то время директор Бюро минеральных ресурсов, полностью просмотрел статьи с целью их соответствия Австралийскому кодексу по стратиграфической номенклатуре; мы очень благодарны ему за выполнение этой работы.

В своем предисловии сэр Морис Моби поблагодарил различные организации, редакторов, членов редакционного совета и авторов за выполненную работу. От всего сердца я присоединяюсь к нему и хочу дополнительно поблагодарить Издательский комитет и особенно сэра Мориса Моби, который играл наиболее важную роль в издании этой работы.

К. Л. Найт

Главный редактор

Редакционный совет

P. B. Andrews — Australian Selection (Proprietary) Limited
G. C. Battey — Noranda Australia Limited
E. M. Bennett — Carpentaria Exploration Company Proprietary Limited
D. S. Carruthers — C. R. A. Exploration Proprietary Limited
C. Copeman — Consolidated Gold Fields Australia Limited
P. W. Crohn Northern Territory Geological Survey
J. N. Elliston — Peko-Wallsend Limited
N. H. Fisher — Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics
R. Hare — Metals Exploration No Liability
J. H. Lord — Geological Survey, Department of Mines, Western Australia
N. L. Markham — Geological Survey of New South Wales
L. J. Miller — Australian Inland Exploration Company Incorporated
D. Moye — The Broken Hill Proprietary Company Limited
J. Neale — Goldsworthy Mining Limited
J. Noldart — Department of Mines, Tasmania
D. O'Driscoll — Jododex Australia Proprietary Limited
K. M. Phillips
R. Pratten — Electrolytic Zinc Company of Australia Limited
L. C. Ranford — Anaconda Australia Incorporated
A. Renwick — Geological Survey of Papua New Guinea
R. T. Russell — Mines Exploration Proprietary Limited
R. D. Spencer-Jones — Geological Survey, Mines Department, Victoria
J. Thompson — Amax Exploration (Australia) Incorporated
G. E. Whitten — Department of Mines, South Australia
R. Woodall — Western Mining Corporation Limited
J. T. Woods — Geological Survey of Queensland

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АВСТРАЛИИ И ПАПУА НОВОЙ ГВИНЕИ

Н. Фишер, Р. Уоррен

Введение

Из большого числа работ, посвященных геологии Австралии, наиболее полной является «Геология Австралии» Т. Дэвида (под редакцией У. Брауна) [8], в которой отражены знания о геологии континента вплоть до момента выхода книги в свет в 1951 г. Громадные успехи в познании геологии Австралии были достигнуты в послевоенный период благодаря проведению обширного картирования и увеличению объема геологоразведочных работ, осуществленных государственными учреждениями, университетами и промышленными предприятиями.

Важные сводки, отражающие эти успехи, содержатся в томах «Журнала Австралийского геологического общества», посвященных геологии отдельных штатов: Западной Австралии (только по фанерозою) [19], Южной Австралии [14], Квинсленда [15], Тасмании [32], Нового Южного Уэльса [23], а также в ряде других публикаций [35, 31, 24, 5]. В большинстве из перечисленных работ геология рассматривается в хронологическом порядке, за исключением томов «Журнала Австралийского геологического общества», посвященных Новому Южному Уэльсу и Южной Австралии, где описание ведется по геологическим провинциям. Важные статьи, содержащие региональные геологические данные, имеются в двух ранних изданиях «Геологии рудных месторождений Австралии».

В последние годы многие исследования были направлены к тому, чтобы представления о тектоническом строении материка нашли свое отражение в новой тектонической карте Австралии и Новой Гвинеи, подготовлявшейся Комитетом Австралийского геологического общества по тектонической карте [13]. Одновременно на базе тектонической карты готовилась металлогеническая карта [36]. Обе карты были опубликованы в 1972 г. Названия бассейнов и тектонических единиц, которые использованы в настоящей книге, соответствуют номенклатуре, принятой в обеих картах. К сожалению, до сих пор еще не издана пояснительная записка, в которой были бы охарактеризованы принципы, положенные в основу тектонической карты. Однако эти принципы коротко изложены в пояснительной записке к металлогенической карте Австралии и Папуа Новой Гвинеи [37]. Последующее рассмотрение геологии Австралии в значительной мере базируется именно на этой публикации.

Тектонические единицы

При построении тектонической карты Австралии основывались на двух главных исходных тектонических единицах — орогенических провинциях и платформенных чехлах и на взаимодействии между ними. Рассмотрение

N. H. Fisher, Director, Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics (BMR), Canberra; *R. G. Warren*, Geologist, BMR, Canberra.

распределения этих двух тектонических единиц во времени и пространстве в пределах Австралии — Новой Гвинеи показывает, что в развитии континента имело место несколько тектонических циклов, каждый из которых вносил свою лепту в общее развитие, знаменовавшееся сменой условий — от нестабильных дократонных через кратонизацию при орогенезе вплоть до стабильных кратонных. Все эти условия находили свое отражение в характере развития платформенного чехла. Дополнительно выделяется также третий тип тектонической единицы — переходные области, которые в основном охватывают «участки поздне- и посторогенного развития, связанного с кратонизацией, и являются переходными по времени, месту и характеру между областями орогенного и кратонного тектогенеза» [13].

Орогеническая провинция определяется как «группа одновозрастных орогенических областей со сходными тектонической историей и стилем развития, которая вместе с ассоциирующимися с ней переходными областями образует молодой фундамент, непосредственно перекрываемый платформенным чехлом».

Орогенические провинции сформировались в результате цикла тектонической активности, включавшего развитие геосинклиналей и наложенной интенсивной деформации, интрузивную деятельность, метаморфизм и быстрое воздымание. Они характеризуются «флишеподобными разрезами отложений в крупных линейных трогах, обильными и разнообразными вулканическими и плутоническими породами, интенсивной деформацией и широко распространенным метаморфизмом». Новейшая концепция тектоники плит дала возможность различным авторам разобраться в деталях металлогенической эволюции тех регионов, которые являются в большинстве случаев областями развития более интенсивной и разнообразной минерализации, начиная с раннего марганцевого оруденения через стратиформные сульфидные месторождения меди, свинца и цинка, ассоциирующиеся с основными и средними вулканитами, вплоть до метаморфогенных и жильных месторождений и кончая сложными зональными металлогеническими провинциями переходных областей.

Переходные области связаны, и это подчеркивает их название, как с поздними стадиями орогенеза, так и с кратонизацией и являются промежуточными по времени возникновения и стилю строения между образованиями, обусловленными обоими этими процессами. Переходные области характеризуются прогибами, кальдерами оседания и рифтами, молассоподобным осадкообразованием, обилием вулканических и плутонических пород, умеренной деформацией и ограниченным метаморфизмом. В некоторых переходных областях преобладают посторогенные граниты.

При составлении металлогенической карты, предназначенной для данной книги [1], переходные области включены в непосредственно предшествующую им орогеническую область, так что орогенические провинции оказываются состоящими из орогенических и переходных областей, которые образуют наиболее молодой фундамент для формирования последующего платформенного чехла. Зональные оловянно-вольфрамо-медно-свинцово-флюоритовые металлогенические провинции формируются в период переходного тектогенеза. Многие пегматитовые жилы, возможно, также принадлежат этой стадии.

После завершения орогенического цикла, приводящего к формированию стабильной тектонической единицы (кратону), начинаются эрозия и слабые тектонические движения, которые сопровождаются отложением пород платформенного чехла. Платформенный чехол характеризуется широким развитием в основном маломощных мелководных и континентальных осадков,

[1] В настоящее издание перевода этой книги металлогеническая карта не включена.— *Прим. ред.*

редкими небольшими плутонами и базальтовыми покровами, некоторой нарушенностью пород, захватывающей также и фундамент, обычно слабой, но способной вызвать развитие мобильных трогов и зон деформации.

«Платформенный чехол, названный так формально, охватывает группу осадочных бассейнов, которые развивались более или менее одновременно и одинаковым путем. Осадки этих бассейнов перекрывают образовавшуюся непосредственно до них орогеническую провинцию и ассоциирующиеся с нею переходные области и распространяются также поверх более древних орогенических провинций и платформенных чехлов» [13].

Платформенные чехлы заключают в себе сингенетичные месторождения металлов и некоторые неметаллические месторождения.

Горючие ископаемые в Австралии сосредоточены главным образом в более молодых платформенных чехлах, а также в переходных областях Восточно-Австралийской орогенической провинции.

Тектоническое строение Австралии и Новой Гвинеи

Комитет по тектонической карте выделил и присвоил названия пяти орогеническим провинциям и четырем платформенным чехлам, как это показано в табл. 1 и более детально на рис. 1.

Эти обобщенные группировки на территории Австралии охватывают большую часть Австралии и Новой Гвинеи (рис. 2). Кроме того, есть четыре метаморфических комплекса докембрийского возраста, которые не могут быть приписаны ни к одной из орогенических провинций; это Арунта в центральной Австралии, Литчфилд и Арнхем в северной части Северной территории и Джорджтаун в северном Квинсленде. Имеются также две другие изолированные площади докембрийских пород, по-видимому деформированных в течение позднего протерозоя. Одна из них находится в западной Тасмании, другая, блок Натуралист, в юго-западном углу Западной Австралии. Роль их в принятой эволюционной модели не ясна.

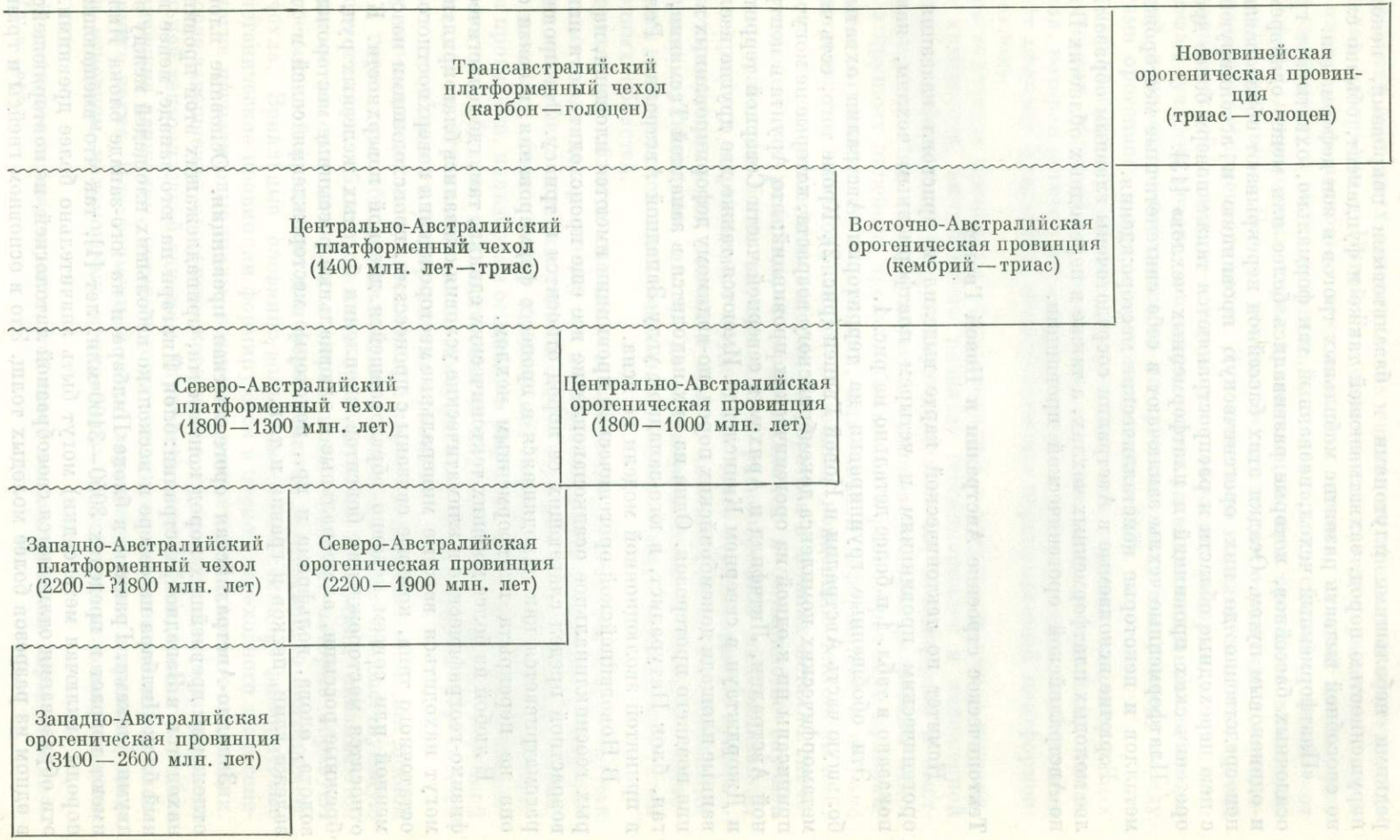
В Новогвинейской орогенической провинции имеются площади, на которых геосинклинальное осадконакопление все еще происходит, хотя нижний возрастной предел слагающих ее пород относится к триасу. Эта провинция рассматривается как находящаяся в процессе формирования, в связи с чем она не перекрыта платформенным чехлом.

В любой из более древних тектонических единиц, там, где геологические, физико-географические и климатические условия оказались благоприятными, могут находиться важные минеральные месторождения поверхностного или остаточного типа, которые связаны с процессами, происходящими на современной или совсем недавно образовавшейся дневной поверхности. К ним относятся месторождения бокситов, скопления богатых железных руд, прибрежные россыпи, аллювиальные и элювиальные россыпные месторождения золота, олова, вольфрама и пр., некоторые месторождения солей и гипса, залежи глин, песков и гравия и т. п.

Западно-Австралийская орогеническая провинция. Основные площади отложений древнейших пород континента, принадлежащих этой провинции, находятся в Западной Австралии: блок Йилгарн на юго-западе, менее крупный блок Пилбара на севере и несколько небольших площадей между этими двумя блоками. Граниты в блоке Пилбара и на юго-западе блока Йилгарн имеют возраст в пределах 3050—3100 млн. лет [1], так что вмещающие их породы (включая метаосадки) могут быть значительно более древними. Все эти образования отличаются своеобразной литологией, не повторяющейся ни в одном из разрезов более молодых толщ. Это в основном гнейсы и граниты,

Таблица 1

Схема соотношения тектонических единиц



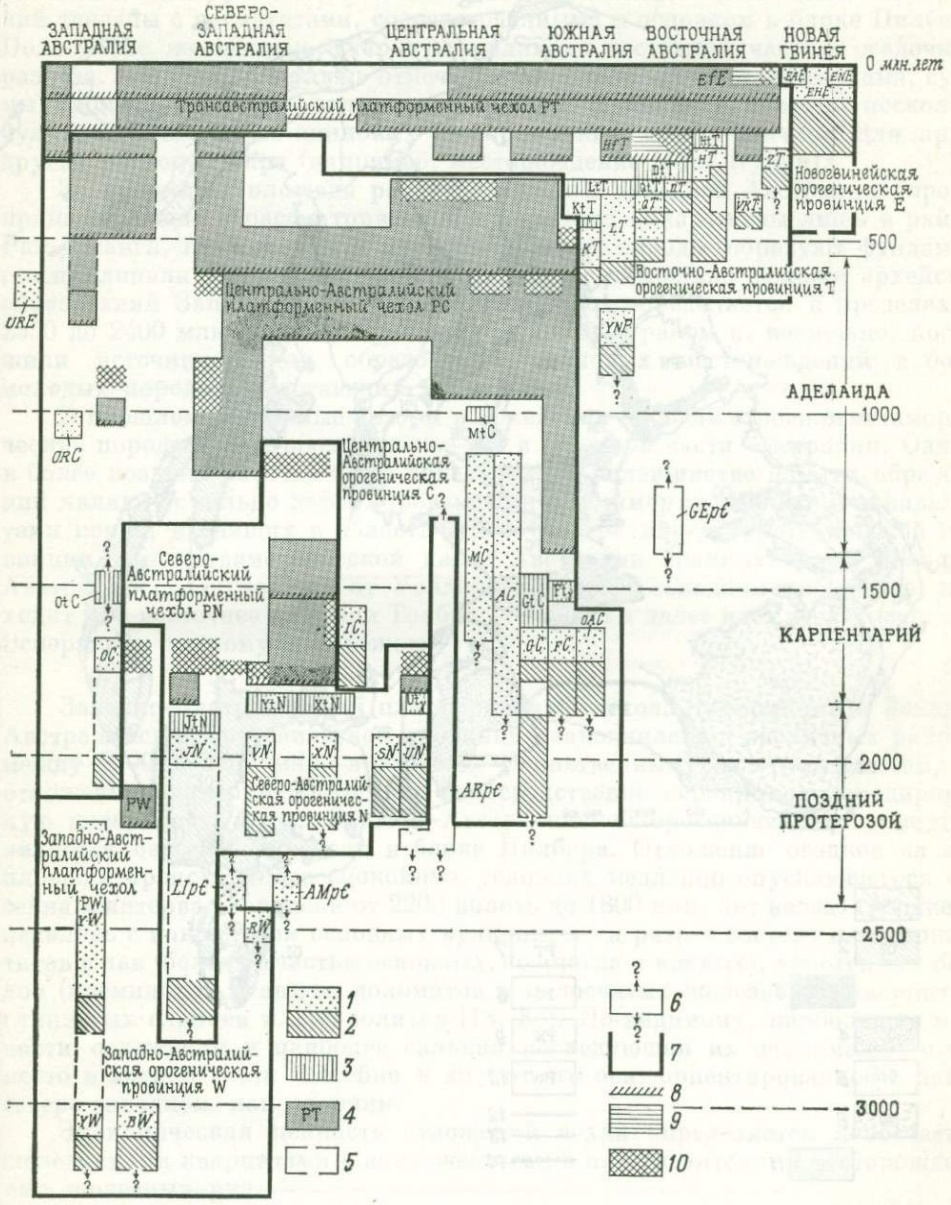


Рис. 1. Схема геологического и географического соотношения тектонических единиц (в соответствии с тектонической картой Австралии).

1 — деформированные части орогенической области; *2* — додеформационные отложения орогенической области; *3* — переходные отложения; *4* — платформенный чехол (например, Трансавстралийский); *5* — начало или конец не определены; *6* — начало или конец не известны; *7* — жирными линиями очерчены каждая из орогенических провинций и ее платформенный чехол; *8* — региональное несогласие; *9* — краевой прогиб (например, *HfT*); *10* — деформация кратона.

3298

Институт геологических наук АН Арм.ССР Библиотека 546

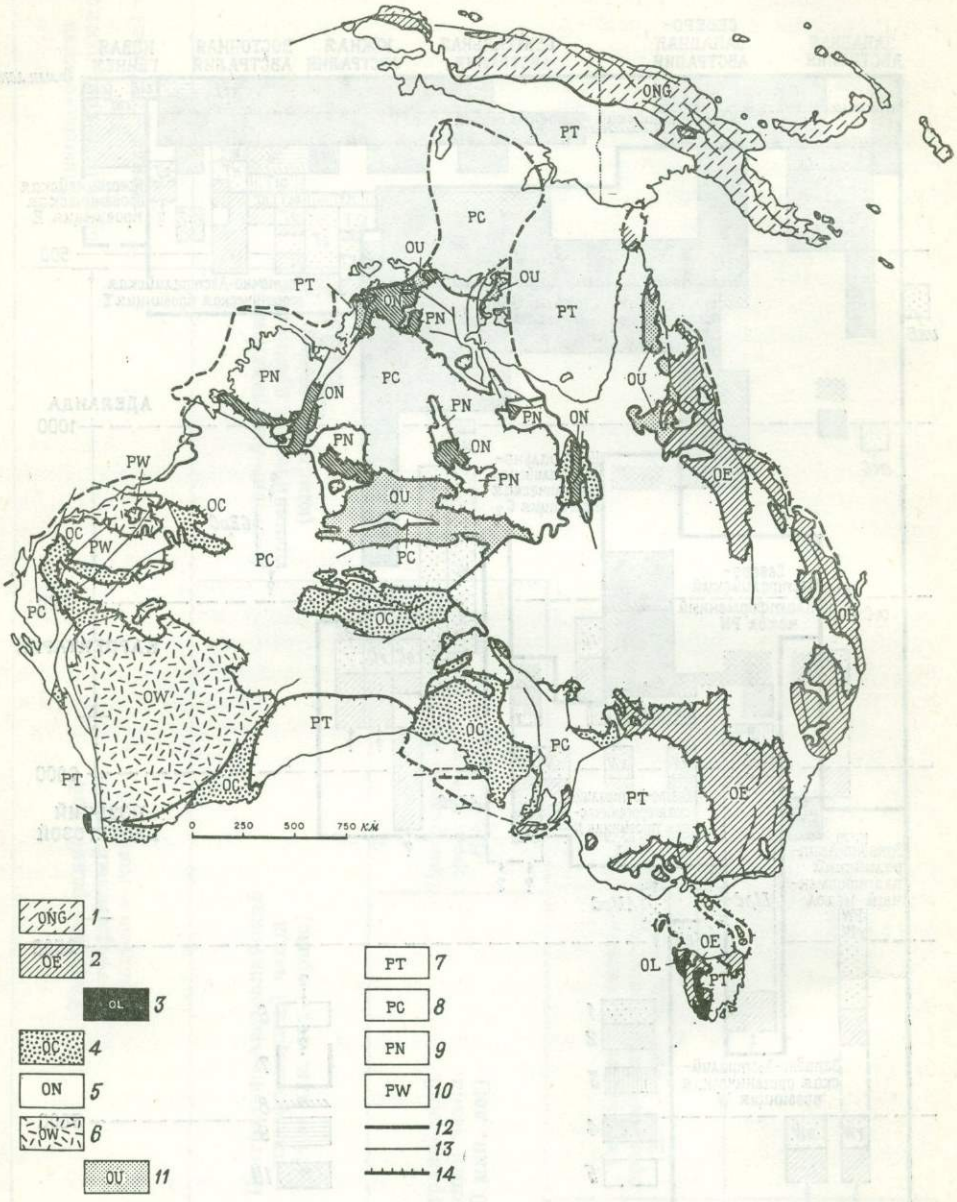


Рис. 2. Размещение основных тектонических единиц [36].

Орогенические провинции: *1* — Новогвинейская; *2* — Восточно-Австралийская (деформация в палеозое); *3* — позднедокембрийская (деформация 1000—650 млн. лет); *4* — Центрально-Австралийская (деформация 1900—1000 млн. лет); *5* — Северо-Австралийская (деформация около 2000—1900 млн. лет); *6* — Западно-Австралийская (деформация 3000 — около 2200 млн. лет). *Платформенные чехлы*: *7* — Трансавстралийский (пермь — голоцен); *8* — Центрально-Австралийский (1400 млн. лет — триас); *9* — Северо-Австралийский (1800 — около 1300 млн. лет); *10* — Западно-Австралийский (2200—2000 млн. лет); *11* — самостоятельные докембрийские метаморфические комплексы; *12* — границы; *13* — разломы; *14* — несогласие на краю платформы.

которые разделяются поясами слабометаморфизованных основных — ультраосновных и кислых вулканитов и осадков. Среди различных типов минерализации доминирует золотое и никелевое оруденение. Олово, тантал и бериллий связаны с пегматитами, сосредоточенными в основном в блоке Пилбара. Полосчатые железистые кварциты являются составной частью осадочного разреза. В провинции также отмечаются проявления меди, вольфрама, сурьмы, хромита, мышьяка, палладия и платины. Кроме того, известно несколько вулканогенных медно-цинковых месторождений, столь обычных для архея других регионов мира (например, месторождение Монс-Купри).

За пределами площади развития архея в Западной Австралии породы, принадлежащие к рассматриваемой провинции, обнаружены лишь в районе Рам-Джангл, где граниты и метаморфические породы образуют фундамент геосинклинали Пайн-Крик [26]. Эти породы несколько моложе архейских образований Западной Австралии; их возраст определяется в пределах от 2550 до 2400 млн. лет [7]. Граниты обогащены ураном и, возможно, послужили источником для образования урановых месторождений в более молодых породах, залегающих поблизости.

В прошлом различные авторы к архейским породам относили метаморфические породы, встречающиеся кое-где в северной части Австралии. Однако в более поздних работах было показано, что большинство из этих образований являются сильно деформированными и метаморфизованными эквивалентами пород, входящих в область Северо-Австралийской орогенической провинции. На гравиметрической карте Австралии граница архея Западной Австралии протягивается от Уоллала на северо-западном побережье, проходит юго-восточнее площади Толбот — Вейген и далее идет юг-юго-западнее Эсперанс к южному побережью.

Западно-Австралийский платформенный чехол. Деформация в Западно-Австралийской орогенической провинции закончилась в различных районах между 2900 и 2200 млн. лет назад. Единственным известным местом, где отложения платформенного типа непосредственно перекрывают эродированную поверхность пород Западно-Австралийской орогенической провинции, является бассейн Хамерсли в блоке Пилбара. Отложение осадков на этой площади происходило в спокойных условиях медленно опускающегося бассейна в интервале времени от 2200 вплоть до 1800 млн. лет назад. Отложение началось с накопления основных вулканитов, и разрез состоит из пирокластитов и лав (большей частью основных, но иногда и кислых), хемогенных осадков (кремнистых сланцев, доломитов и полосчатых железистых кварцитов), глинистых сланцев и алевролитов [18, 33]. По-видимому, наибольшие мощности отложений и наиболее сильная последующая их деформация имели место в южной части бассейна к югу от его оси, ориентированной в запад-северо-западном направлении.

Экономическая ценность отложений чехла определяется полосчатыми железистыми кварцитами и заключенными в них гигантскими месторождениями железных руд.

Северо-Австралийская орогеническая провинция. Породы этой провинции залегают на глубине или обнажены на пяти основных площадях, характеристика которых приведена в табл. 2. Они представлены главным образом раннепротерозойскими породами, претерпевшими метаморфизм низкой ступени; в большинстве блоков присутствуют посттектонические граниты и кислые вулканиты. Блок Арнхем может быть частью Северо-Австралийской орогенической провинции (К. Пламб, устное сообщение). Предварительные результаты картирования блока Арунта подтвердили корреляцию с районом Теннант-Крик.

Таблица 2

Северо-Австралийская орогеническая провинция

Блок	Осадочные породы	Интрузивные породы	Минеральные ассоциации	Ступени метаморфизма	Тектоника
Провинция Холс-Крик Пояса Холс-Крик и Кинг-Леопольд	Основные вулканиты, кластические осадки, немного доломита, турбидиты и конгломераты	Долеритовые дайки, габбро, анатектический гранит	Немного золота, Cu-Pb-Zn, Sn, Nb, W	Вплоть до гранулитовой фации	Сильно сжатая складчатость
Блок Пайн-Крик	Главным образом мелководные осадки — граувакки, алевролит, доломит, немного вулканитов	Внутрисводовые граниты	U, U-Cu, Cu, Pb-Zn, Fe, Au, Sn, W, Ta, Mo	Низкая до амфиболитовой	От умеренных до сильно сжатых складок
Блок Теннант-Крик	Граувакки, глинистый сланец, алевролит, гематитовый сланец	Гранит, порфир	Au, Cu-Au, Bi, Pb, Zn, Ag	Вплоть до зеленосланцевой фации (возможно, до амфиболитовой)	Умеренная складчатость, интенсивные сдвиги и разломы
Блок Гранитс — Танами (теперь блок Танами)	Граувакки, песчаники и т. д. с основными и кислыми вулканитами	Гранофиры и граниты	Au, U	Вплоть до зеленосланцевой фации	Слабая складчатость
Блок Николсон	Геосинклинальные осадки и вулканиты	Граниты	U, Cu, Au, Sn	Зеленосланцевая фация	Изоклинальная складчатость

Северо-Австралийский платформенный чехол. После стабилизации Северо-Австралийской орогенической провинции началось осадконакопление, продолжавшееся в течение карпентария (1800—1400 млн. лет) и охватившее большую часть северной Австралии. Эти осадки сохранились в виде слегка смятых в складки и относительно слабо измененных пород на площадях, образующих Северо-Австралийский платформенный чехол. Последний включает бассейн Кимберли, площадь, примыкающую к заливу Карпентария и простирающуюся от полуострова Арнемленд до района Маунт-Айза, где платформенный чехол граничит со складчатым поясом Маунт-Айза (который входит в состав одновременно образовавшейся орогенической провинции), а также часть района Танами и «геосинклинали» Давенпорт. Разрез в основном слагают пелитовые породы с некоторым количеством доломита и вулканитов.

Наиболее значительные рудные тела и потенциальные руды в формациях Северо-Австралийского платформенного чехла представлены стратиформным свинцово-цинково-серебряным оруденением (наилучшим примером могут служить месторождения Мак-Артур-Ривер). Важное значение имеют также полосчатые железные руды (Ямпи-Саунд, Констанс-Рейндж и Ропер-Ривер). К промышленным относятся руды меди (в Редбанке), жильные серебряно-свинцовые месторождения в Лон-Хилле, вольфрамовое оруденение с ассоциирующимися с ним минералами в Уочопе и Хатчес-Крике.

Центрально-Австралийская орогеническая провинция. Области, приписываемые к этой провинции, сложены главным образом широко распространенными комплексами, образованными и деформированными в промежутке между 1800—1200 млн. лет назад или даже позднее. Степень метаморфизма и деформации толщ умеренная до интенсивной и в общем более значительна, чем у пород Северо-Австралийской орогенической провинции. В состав Центрально-Австралийской орогенической провинции входят пояс Маунт-Айза, блок Офталмия — Гаскойн, блоки Уильяма, Уонаминта, Денисон и Маунт-Пейнтер, блок Голер, пояса Олбани — Фрейзер, блок Масгрейв, блок Нортгемптон и, возможно, части блоков Арунта, Джорджтаун и Пенинсула. С металлогенической точки зрения наиболее важными являются пояс Маунт-Айза и блоки Уильяма, которые заключают гигантские свинцово-цинково-серебряные залежи, возможно сходные по генезису с рудными телами Мак-Артур-Ривер, но обнаруживающие различную степень деформированности и метаморфизма.

Пояс Маунт-Айза представляет собой восточный геосинклинальный трог, отделенный узким поднятием более древнего основания (интенсивно деформированные метаморфические породы, граниты и кислые вулканиты) от западного трога, который, как считают, заложился на континентальной коре. Осадконакоплению (глинистые сланцы, песчаники, доломиты) предшествовала обширная экструзия основных вулканитов. Имели место два периода деформации, сопровождавшиеся гранитной интрузией. Широко распространен метаморфизм трех типов: региональный метаморфизм (низких ступеней от зеленосланцевого до амфиболитового); натрово-хлорный метасоматоз, вызвавший обширное развитие скаполитовой формации в восточном троге; локальное термальное воздействие гранитных интрузий. Осадочные породы интрудированы многочисленными долеритовыми дайками и силлами; встречаются также более поздние неизмененные дайки. В поясе Маунт-Айза наряду с очень крупными рудными залежами месторождения Маунт-Айза имеется большое количество медных и серебряно-свинцово-цинковых месторождений, а также урановая минерализация (месторождение Мэри-Катлин).

Многочисленные блоки и окна с породами Центрально-Австралийской орогенической провинции встречаются к востоку от блока Голер (Южная Австралия) и на западе Нового Южного Уэльса, где имеется очень важный блок Уильяма, к которому приурочены свинцово-цинково-серебряные залежи месторождения Брокен-Хилл. Породы этого блока первоначально были представлены глинистыми и песчанистыми осадками, которые подверглись метаморфизму вплоть до образования гранулитовой фации на юго-востоке провинции вблизи рудного тела Брокен-Хилл; к северо-западу провинции степень метаморфизма пород уменьшается. Граниты были интрудированы около 1560 млн. лет назад, но ранее имел место метаморфизм (1650—1700 млн. лет). Более поздний метаморфический процесс происходил 495 млн. лет назад; он сопровождался возникновением менее значительной свинцово-цинковой минерализации и образованием пегматитов [34]. Урановая минерализация имеет большее значение в блоках, расположенных в Южной Австралии. Встречается также много мелких рудопроявлений других металлов, в том числе меди.

Блок Голер, расположенный на полуостровах Эйр и Йорк в Южной Австралии, сложен смятыми, высокометаморфизованными породами, которые интрудированы гранитами и порфирами и перекрыты осадками и широко распространенными вулканитами. Все эти образования пересечены мелкими штоками кислых пород. В геологической истории этого блока, по-видимому, имел место не один акт значительной деформации. Наиболее важными проявлениями минерализации являются гематитовые руды Миддлбэк-Рейндж и ряда других мест, а также медные месторождения Уоллару и Мунта. В пределах блока добывается золото, а на полуострове Эйр такие неметаллические полезные ископаемые, как тальк и жадеит [24].

Породы блока Масгрейв в центральной Австралии подвергались неоднократному метаморфизму. Древнейшими породами являются гранулиты, перекрытые кислыми и основными вулканитами и кварцевыми осадками, а позднее интрудированные основными и ультраосновными породами. К наиболее важным минеральным проявлениям относятся латеритовые месторождения никеля, развившиеся по ультрабазитам, и экстенсивные ильменит-ванадиевые месторождения в слоистом габбровом силле. Известны также мелкие рудопроявления меди.

Блок Офталмия — Гаскойн расположен между блоками Йилгарн и бассейном Хамерсли. Считают, что в него входят как деформированное архейское основание, так и толщи, увеличивающиеся к юго-западу по мощности и являющиеся эквивалентами отложений бассейна Хамерсли. Блок интрудирован гранитами, имеющими возраст 1700 млн. лет [33]. Среди минеральных месторождений до сих пор известны только мелкие.

Гранатсодержащие гранулиты и метакварциты, показывающие абсолютный возраст 1040 млн. лет, имеются в небольшом блоке Нортгемптон вблизи Джералдтона в Западной Австралии. Многочисленные секущие долеритовые дайки ассоциируются со свинцово-цинковыми залежами и небольшими медьсодержащими рудными телами. В этом районе также добывается в небольшом количестве золото [6].

Пояс Олбани — Фрейзер лежит непосредственно к востоку и югу от блока Йилгарн. Он отделен от более древних пород зонами интенсивных нарушений и обнаруживает достаточно контрастную аномалию силы тяжести. При развитии пояса его породы несколько раз подвергались метаморфизму в интервале времени от 1900 до 1310 млн. лет и позднее были интрудированы гранитами, а в ряде мест габбро и пегматитами. Эта структура интерпретировалась по-разному: то как метаморфический пояс, заключенный в архейских породах [20], то как сложная тектоническая структура, состоящая из северо-восточ-

ной секции, сходной с гренвиллской серией, и более нормального орогенического пояса в районе Олбани — Эсперанс [39]. В целом данный пояс не отличается развитием минеральных месторождений.

Докембрийские орогенические области невыясненной геологической позиции. Как оказалось, некоторые докембрийские области трудно классифицировать либо потому, что они не вписываются легко в общую стратиграфическую схему, принятую для тектонической карты, либо в связи с тем, что сведения о возрасте пород и геологии недостаточны или неубедительны. Об этом коротко будет сказано ниже.

Блок Арунта в центральной Австралии состоит из метаморфических пород, которые испытали по крайней мере два периода деформации в докембрии и один в девоне — карбоне. Здесь имеются медные и свинцово-цинковые залежи, месторождения золота, шеелита, флюорита и пока единственное в Австралии проявление карбонатитов. Считают, что многочисленные пегматиты (включая пегматитовое месторождение Хартс-Рейндж) по возрасту относятся к карпентарию; вплоть до 1950-х годов они были главным объектом горнорудной промышленности в этом районе.

В районе Катерин — Дарвин (Северная территория) имеются два плохо обнаженных блока — Арнхем и Литчфилд — архейского или, возможно, раннепротерозойского возраста. Они интрудированы гранитами карпентария и другими магматическими породами. Промышленные месторождения, повидимому, отсутствуют, хотя имеется урановое месторождение Набарлек, приуроченное к формации, которая ранее относилась к архею, а теперь включена в нижний протерозой.

В строении выступа Джорджтаун (северный Квинсленд) принимают участие толща гнейсов высоких ступеней метаморфизма и толща пород, более молодых и мощных и менее деформированных. Обе толщи интрудированы гранитами. Золото- и серебрянорудная площадь Кройдон на западе выступа характеризуется присутствием графита в изверженных породах; вулканиты этой площади показывают возраст 1460 млн. лет (Р. Пейдж, личное сообщение). Внедрение гранитов произошло около 1400 млн. лет назад, но блок пересекается также и более поздними палеозойскими интрузиями. Золото и медь до сих пор были главными металлами из числа найденных в выступе Джорджтаун.

Севернее в выступе Ямбо и еще далее к северу в выступе Коэн имеются сходные метаморфические породы, интрудированные гранитами. Месторождениям гематита и магнетита в Айрон-Рейндж, рассеянным золотым месторождениям и рудопроявлениям сурьмы в Пенинсула-Рейндж приписывается докембрийский возраст. Большая же часть минерализации в этих трех местах имеет каменноугольный возраст и связана с более молодыми гранитами.

Позднепротерозойские орогенные области. На тектонической карте две позднепротерозойские площади располагаются обособленно, и им трудно найти место в общей схеме. Одна из них, небольшой блок Натуралист в юго-западном углу Австралии, сложена слоистыми гранулитами и гнейсовыми гранитами [17], которые подверглись метаморфизму 650 млн. лет назад [7]. Они не содержат сколь-нибудь значительной рудной минерализации. Другая площадь, блок Тьенна — Роки-Кейп в западной Тасмании, имеет более важное значение. Блок состоит из древней толщи кристаллических сланцев, филлитов и амфиболитов и молодой практически неметаморфизованной толщи

кварцитов, глинистых сланцев, доломитов, конгломератов и вулканитов. Эти породы интрудированы дайками, возраст которых соответствует 700 млн. лет. Наиболее важной минерализацией в докембрии является железорудная (например, месторождения железа Севидж-Ривер). Однако главная минерализация на этой площади ассоциируется с палеозойскими интрузивами.

Центрально-Австралийский платформенный чехол. Обширная площадь Австралии к западу от 142° в. д. занята платформенным чехлом, который перекрывает и, по-видимому, покрывает значительную часть Центрально-Австралийской орогенической провинции. Осадкообразование длилось со времени, соответствующего аделаидской системе, до конца палеозоя. Фанерозойская часть этого платформенного чехла была объектом интенсивной разведки на горючие ископаемые. В бассейнах Амадиес и Нгалия в центральной Австралии формирование разреза осадочных пород, обладающих большой мощностью и в основном слабо складчатых, длилось от докембрия до среднего палеозоя. Эти отложения заключают значительные месторождения нефти, а также эвапоритов и в меньшей степени фосфоритов.

На юге района имеется мощный разрез осадочных пород геосинклинали Аделаида (время его формирования 1400 млн. лет — кембрий), который заключает широкий спектр месторождений, ассоциирующихся с более поздними интрузивами. Породы испытали складчатость и метаморфизм в пределах более молодого пояса Канменту.

В Западной Австралии породы Центрально-Австралийского платформенного чехла имеют широкие возрастные пределы: от целиком протерозойских толщ бассейна Бангемалл, известного главным образом своими марганцевыми месторождениями и в меньшей мере медными, вплоть до отложений бассейнов Каннинг, Карнарвон и Оффисер, которые начали формироваться в позднем протерозое, но содержат мощные разрезы палеозойских осадков. Эвапориты силуро-девонского возраста (?) встречаются в бассейнах Каннинг и Карнарвон. В северной Австралии несколько аделаидских бассейнов перекрыто излившимися базальтами раннекембрийского (или, возможно, позднеаделаидского) времени, которые содержат многочисленные непромышленные рудопроявления меди. Базальты далее распространились в бассейн Джорджина с его важными промышленными залежами кембрийских фосфоритов [10] и спорадическими проявлениями галенита [29]. Центрально-Австралийский платформенный чехол протягивается на север под Арафурским морем в Новую Гвинею [13].

Восточно-Австралийская орогеническая провинция. По возрасту породы геосинклинали Тасман варьируют от ранне- и среднекембрийских образований пояса Канменту до отложений позднепалеозойских поясов самой восточной части Австралии и представляют собой последовательное, по направлению к океану, наращивание осадков на краю предфанерозойской континентальной плиты [28].

Породы пояса Канменту отлагались в течение раннего кембрия в троге восточнее геосинклинали Аделаида в пределах Южной Австралии и западных частей Виктории и Нового Южного Уэльса. В ордовике эти породы подверглись деформации и были интрудированы гранитами. Породы, близкие по возрасту образования и деформации, встречаются также в западной Тасмании и в центральном и северном Квинсленде [25]. В пределах пояса Канменту (и в примыкающей геосинклинали Аделаида) широко распространена медная, свинцовая и цинковая минерализация, а также проявления золота, барита, пирита и марганца.

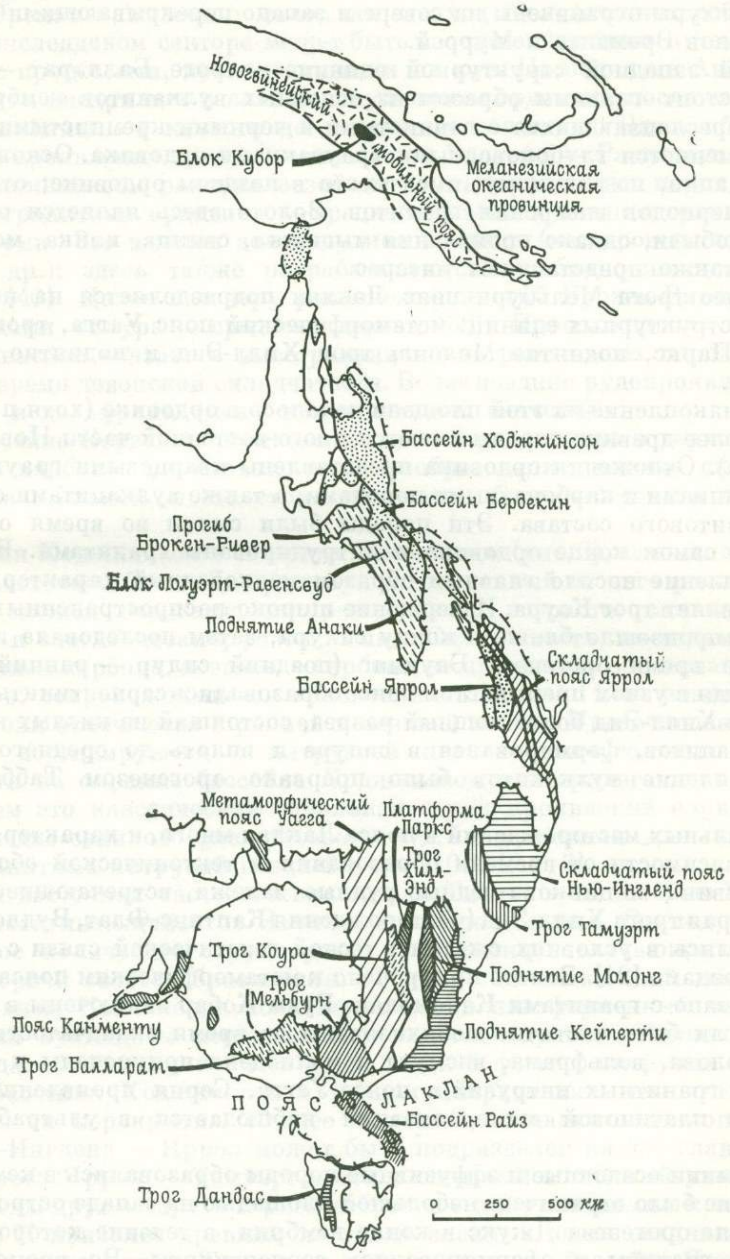


Рис. 3. Структурные единицы Восточно-Австралийской и Новогвинейской орогенических провинций.

Южный отрезок материковой части геосинклинали Тасман в общем рассматривается как пояс или геосинклиналь Лаклан. В свою очередь этот пояс подразделяется на большое количество структурных единиц, возраст которых последовательно уменьшается к востоку (рис. 3). Выходы пород данной структуры ограничены на севере и западе перекрывающими их осадками бассейнов Эроманга и Муррей.

В самой западной структурной единице — троге Балларат — разрез, который состоит главным образом из основных вулканитов кембрийского возраста, переслаивающихся с глинистыми и черными кремнистыми сланцами, выше сменяется глубоководными граувакками ордовика. Основной процесс деформации, по-видимому, имел место в позднем ордовике; отмечается несколько периодов внедрения гранитов. Золото здесь является основным предметом добычи, однако проявления мышьяка, свинца, цинка, молибдена и висмута также представляют интерес.

Восточнее трога Мельбурн пояс Лаклан подразделяется на некоторое количество структурных единиц: метаморфический пояс Уагга, трог Коура, платформа Паркс, поднятие Молонг, трог Хилл-Энд и поднятие Кейперти (рис. 3).

Осадконакопление на этой площади началось в ордовике (хотя предположительно более древние породы имеются в юго-восточной части Нового Южного Уэльса). Отложения ордовика представлены кварцевыми граувакками, черными сланцами и карбонатными породами, а также вулканитами от кислого до андезитового состава. Эти породы были смяты во время орогенеза Бенамбра в самом конце ордовика и интрудированы гранитами. В силуре осадконакопление носило главным образом мелководный характер; исключение составляет трог Коура. Извержение широко распространенных кислых вулканитов произошло ближе к концу силура, затем последовала интрузия гранитов во время орогенеза Баунинг (поздний силур — ранний девон). В это же время в узком прерывистом поясе образовались серпентиниты [23, 28].

В троге Хилл-Энд более мощный разрез, состоящий из кислых и андезитовых вулканитов, формировался в силуре и вплоть до среднего девона, когда накопление вулканитов было прервано орогенезом Таббераббера [23, 28].

Минеральных месторождений в поясе Лаклан много, и характер их варьирует в зависимости от времени образования и тектонической обстановки. Серебряно-свинцово-цинково-медные рудные залежи, встречающиеся вдоль западного края трога Хилл-Энд (месторождения Каптинс-Флат, Вудлон и др.), сформировались в условиях сжатия в тесной генетической связи с вулканическими породами [21]. Золото приурочено к метаморфическим поясам и генетически связано с гранитами Канимблан. Руды Кобар заключены в граувакках, но могли быть частично мобилизованы во время складчатости. Месторождения олова, вольфрама, висмута и молибдена приурочены к апикальным частям гранитных интрузий в поясе Уагга. Серия проявлений хромомедной и платиновой минерализаций наблюдается в ультрабазитовом поясе.

В Тасмании осадочные и эффузивные породы образовались в кембрии, но их отложение было ограничено небольшой площадью на западе острова и произошло после орогенеза Джукс в конце кембрия, в течение которого также внедрились граниты и сформировались серпентиниты. Во время среднедевонского орогенеза Таббераббера происходили интенсивная складчатость и значительное сбрососбразование, сопровождавшееся дальнейшим внедрением гранитов, возраст которых ограничен ранним карбоном. Оловянные и вольфрамовые месторождения Тасмании в основном ассоциируются с гранитами. Медно-золотые руды Маунт-Лайелл и серебряно-свинцово-цинковые руды Ред-Розбери располагаются в кембрийских породах и, по-видимому,

являются сингенетичными, будучи тесно связанными с вулканической активностью; во время тектонических движений и интрузивной деятельности они подверглись ремобилизации.

О геосинклинали Тасман в той ее части, которая перекрыта осадками бассейна Эроманга, известно мало, так что ход геологических событий в ее северо-квинслендском секторе может быть восстановлен лишь путем широких аналогий с процессами, происходившими на юге. На поднятии Анаки девонские граниты внедрились в сланцы и вулканиты ордовика, после чего образовались вулканиты от кислого до андезитового состава. Здесь обнаружены небольшие проявления золота и меди. Блок Лолуэрт — Равенсвуд образован сложным комплексом раннепалеозойских метаморфических пород, интрудированных гранитами ордовика — среднего девона и позднее гранитами карбона — перми. Это важная золоторудная площадь (месторождение Чартерс-Тауэрс и др.); здесь также разрабатываются серебряно-свинцовые месторождения [40]. Далее к северу расположен прогиб Брокен-Ривер, сложенный породами силура — среднего девона [38]. Происхождение никелевых руд в Гринвейле связано с выветриванием ультраосновных пород, внедрившихся во время девонской складчатости. Более поздние рудопроявления сурьмы, олова и вольфрама имеют второстепенное значение.

В бассейне Бердекин осадконакопление происходило в верхнем девоне; в среднем карбоне последовало складкообразование, однако складчатость была незначительной, и эта структура может быть отнесена к переходной области.

Бассейн Ходжкинсон в северном Квинсленде (рис. 3), лежащий восточнее и северо-восточнее блока Джорджтаун и отделенный от него разломом Палмервилл, сложен осадками силур-девонского возраста, сильно смятыми в складки и слегка метаморфизованными. Складчатость, по-видимому, была здесь в раннем карбоне, позднее в карбоне же произошло образование кислых вулканитов, сопровождавшееся гранитной интрузией. Еще позднее гранитные интрузии отмечаются в ранней и поздней перми. Многочисленные месторождения ассоциируются с интрузией познекаменноугольных гранитов, в частности на окраине бассейна Ходжкинсон и в прилегающих областях. В основном это классическая зональная серия проявлений оловянно-вольфрамово-медно-свинцово-флюоритовых руд, характерная для апикальных частей гранитных интрузий поздней фазы [10, 11, 4, 3].

Самая восточная часть геосинклинали Тасман — пояс Нью-Ингленд — Яррол, протягивающийся от Ньюкасла до Брод-Саунда. Он подразделяется на большое количество структурных субъединиц, отличающихся друг от друга историей своего образования. К северу от надвиговой зоны Гоганго в центральном Квинсленде пояс переходит в платформенный чехол, перекрывающий вулканиты переходной фазы более древних блоков северного Квинсленда; кислые вулканиты более поздней фазы и интрузии протягиваются от бассейна Ходжкинсон в южном направлении, так что возникает сложная зона перекрытия. Южнее и восточнее надвиговой зоны Гоганго пояс Нью-Ингленд — Яррол может быть подразделен на две главные части: систему трога Яррол — Тамуэрт и более сложный восточный участок, которые отделены друг от друга серией взбросов с приуроченными к ним серпентинитами. К наиболее древним из установленных здесь осадкам относятся породы ордовика в троге Тамуэрт и породы силура в бассейне Яррол; однако основная часть разреза образовалась в девоне и характеризуется наличием в южной части вулканитов от среднего до кислого состава (они являются вмещающими породами на месторождении Маунт-Морган). Процесс деформации длился с самого позднего карбона в некоторых частях Нью-Ингленда до триаса в районе Гимпи, но на большей части пояса он, по-видимому, проходил в течение перми [23, 22, 28, 12, 16].

В квинслендской части восточного региона, которая включает метаморфический комплекс Брисбен, осадконакопление, очевидно, началось в силуре (хотя фаунистические доказательства в общем отсутствуют) и продолжалось в перми. Более древние метаморфические породы интенсивно деформированы, нарушены сбросами; пермские отложения деформированы слабо, за исключением пород в районе Гимпи, где пермские и самые ранние триасовые осадки подверглись деформации в раннем триасе [27].

Новоюжноуэльская часть восточного региона на западе ограничена крупным надвигом, который юго-восточнее переходит в зону дугообразных разломов. Восточнее этой зоны геология более сложная, возраст пород охватывает период времени от ордовика до перми, площадь разбита нарушениями на большое количество блоков. Расположенные на самом востоке пермские отложения сильно деформированы, что указывает на прогрессивное смещение в восточном направлении главной фазы деформации. За исключением трога Тамуэрт, который, по-видимому, бесплоден в отношении рудоносности, пояс Нью-Ингленд — Яррол содержит разнообразные минеральные месторождения. К ним относятся золото-медные месторождения Маунт-Чалмерс, минерализация ультрабазитовой серии, связанная с серпентинитами районов Рокгемптон в Нью-Ингленд; проявления золота в Гимпи, Кракоу и во многих других местах, проявления золота, сурьмы и шеелита в Хилгрове, важная пермо-триасовая оловянно-вольфрамо-молибденовая провинция Нью-Ингленд, а также многие месторождения руд сложного состава.

В Новой Гвинее Восточно-Австралийская орогеническая провинция представлена блоком Вокелкоп на западе острова и блоком Кубор в восточном нагорье. Блок Кубор сложен позднепермскими — раннетриасовыми осадками, интрудированными гранитами раннего триаса [2].

Трансавстралийский платформенный чехол. Трансавстралийский платформенный чехол занимает бóльшую часть восточной Австралии, где он залегает на отложениях Восточно-Австралийской орогенической провинции, а также распространяется, становясь маломощным и прерывистым на западную часть континента и опоясывает материк по его периферии. На Новой Гвинее толщи Трансавстралийского чехла отмечаются и в активной северной половине острова. Платформенный чехол начал развиваться не ранее позднего карбона, широко распространился в течение триаса и достиг максимума развития в мелу. Начиная с позднего мела австралийский кратон сильно разросся; кроме бассейна Муррей морское осадконакопление шло только по краю континента и на Новой Гвинее, на австралийском же материке имело место образование континентальных осадков. Наиболее значительным является пластовое марганцевое месторождение Грут-Айленд, образовавшееся в мелу [30]; во время формирования Трансавстралийского платформенного чехла возникли также месторождения бедных осадочных железных руд, фосфоритов, урана и ванадия. Небольшие меловые некки обусловили образование мелких месторождений золота и меди.

Главное экономическое значение пород Трансавстралийского платформенного чехла, который охватывает также большие площади дальней зоны прибрежья, заключается в том, что они содержат крупнейшие в Австралии месторождения угля и нефти. Каменные угли бассейнов Боуэн — Сурат, Сидней и Колли, а также Тасмании отлагались в пермских депрессиях, в местах, где происходило переслаивание их с морскими осадками. Мезозойский каменный уголь представлен месторождениями Стикс, Мэриборо, Ипсуич (Мортон-Кларенс), Ли-Крик и Уонтагги. Крупные месторождения бурого угля в штате Виктория относятся к эоцену.

Все известные значительные проявления нефти (за исключением бассейнов Амадиес и Бонапарт) приурочены к отложениям чехла. Это месторождения Рома, Муни и Алтон в пермских отложениях бассейна Сурат, прибрежные месторождения нефти и газа бассейна Гипсленд в раннетретичных осадках и бассейна Купер в основании перми, месторождения газа бассейна Перт в перми, нефтеносные залежи Барроу-Айленд в мелу, скопления газа на северо-западном шельфе в триасе и мелу и газовые месторождения Скотт-Риф в триасе и юре, а также нефтеносные залежи Папуа (включая прибрежные площади) в третичных и меловых осадках.

Большой Артезианский Бассейн (гидрогеологическая единица) занимает бóльшую часть Трансавстралийского платформенного чехла в восточной половине континента. Подземные воды, которые очень важны для практического решения проблем экономической геологии Австралии, поступают из водоносных горизонтов как Трансавстралийского платформенного чехла, включая его изолированные останцы, так и более древних платформенных чехлов.

Поверхностные и россыпные месторождения. Можно считать, что минеральные месторождения, возникшие в процессе выветривания, приурочены в основном к Восточно-Австралийскому платформенному чехлу, хотя некоторые из них сформировались на породах или за счет пород другого возраста. К таким месторождениям относятся: месторождения бокситов, образовавшиеся по породам, возраст которых варьирует от третичного до докембрийского; залежи большинства вторично образованных и обогащенных железных руд; прибрежные россыпи тяжелых минералов; скопления латеритовых никелевых руд, развившихся по ультрабазитам; остаточные месторождения магнезита, возникшие из богатых магнием пород; все аллювиальные россыпи золота, олова и других тяжелых и (или) устойчивых минералов; урановая минерализация в континентальных осадках и калькретах; отложения поверхностных эвапоритов высохших озер и прибрежных низин; месторождения гравия и песка.

Супергенное обогащение многих сульфидных месторождений обязано условиям медленной и постоянной эрозии, которые на Австралийском кратоне преобладали в течение длительных отрезков геологического времени.

Новогвинейская орогеническая провинция. Северный край Австралийского кратона протягивается далее к северу в основном под Трансавстралийским платформенным чехлом вплоть до центрального осевого хребта Новой Гвинеи, где он соприкасается с мобильной зоной этого острова. Район стыка маркируется крупными сдвиговыми нарушениями и надвигами. К северу и востоку от Новогвинейского мобильного пояса лежит Океаническая плита, относимая в настоящее время к Меланезийской океанической провинции, которая включает островную дугу Новая Гвинея — Новая Британия, вогнутой стороной обращенную к северу и ограниченную на северо-востоке второй островной дугой Манус — Новая Ирландия — Соломоновы острова.

В западной высокогорной части Новой Гвинеи отложения Мобильного пояса в основном геосинклинального типа в отличие от осадков шельфового типа (глинистых сланцев, песчаников, алевролитов, известняков) в районе стабильной платформы на юге острова. Наиболее древние датированные отложения (из числа сохранившихся) представлены позднепермскими известняками, за которыми вверх по разрезу следуют триасовые мелководные обломочные породы и дацитовые вулканиты. Хотя условия морского шельфа в течение юры и мела распространились и на южную часть Мобильного пояса, на севере осадки геосинклинального типа, обусловленные активным

вулканизмом, накапливались в глубоких трогах. Морской вулканизм зафиксирован в поздней юре, раннем и позднем мелу и в эоцене.

Деформация и метаморфизм вплоть до фаций зеленых сланцев имели место примерно в конце эоцена; в олигоцене и миоцене отмечаются осадкообразование геосинклинального типа и вулканизм. Внедрение андезитов, диоритов и ультрамафических пород, а также региональный метаморфизм происходили в конце позднего миоцена и сменились вулканизмом типа островных дуг и кластической седиментацией. Миоценовые или более поздние медно-порфировые месторождения в настоящее время являются главным экономическим объектом, хотя в ряде мест отрабатываются также аллювиальные золотоносные россыпи и зарегистрированы проявления свинца и цинка.

К юго-востоку от западного Мобильного пояса находится трог Ауре, представляющий собой депрессию, которая выполнена турбидитами миоцена и более позднего времени, теперь интенсивно смятыми.

Северо-восточнее и восточнее трога Ауре западный Мобильный пояс отклоняется к югу и занимает бóльшую часть юго-восточного Папуа, протягиваясь далее к островам Вудларк (Муруа) и Мисима. Меловые и эоценовые метаморфизованные геосинклинальные отложения интрудированы гранитами и более поздними порфирами и андезитами, а также перекрыты надвинутыми на них, вероятно в миоцене, крупными пластинами основных и ультраосновных пород. Эти отложения, позднее обнажившиеся, представлены в основном вулканогенными образованиями, однако среди них известны также известняки и другие осадочные породы. Минерализация, главным образом золотая, распространена широко; наиболее продуктивными площадями являются золоторудное поле Вау — Булоло (в основном аллювиальные россыпи) и островов Мисима и Вудларк. Золото и медь добывают неподалеку от Порт-Морсби, где они встречаются вблизи интрузивов габбро. Перспективный участок медно-порфировых руд Фрида имеет среднемиоценовый возраст. Россыпи золота и платины широко распространены в аллювиальных отложениях, но в большинстве своем они непромышленные, а площади с ультрабазитами слишком глубоко эродированы, чтобы быть благоприятными для формирования остаточных месторождений никеля.

Меланезийская океаническая провинция включает две островные дуги с хорошо развитым вулканизмом. Одна из них протягивается вдоль северного берега Новой Гвинеи и Новой Британии, другая проходит восточнее Новой Ирландии и тянется через Соломоновы острова к Новым Гебридам. Эта площадь представляет собой результат взаимодействия движущихся плит. На западном конце дуги северная Новая Гвинея — Новая Британия зона субдукции погружается в южном направлении под хребет Торричелли, ядро которого образовано интрузивами предположительно раннетретичного возраста и метаморфическими породами, обрамленными несогласно залегающими миоцен-плиоценовыми осадками. На восточном конце зона субдукции погружается к северу под Новую Британию со стороны Новобританского глубоководного желоба. Ограничением обеих систем служат активно развивающиеся в настоящее время разломы. Формации представлены в основном вулканогенными породами с некоторым количеством ассоциирующихся с ними известняков; их нижний возрастной предел оценивается нижним эоценом. Широко распространены интрузивы гранодиоритов, диоритов и габбро, возраст которых варьирует от эоцена до настоящего времени, но большая часть их имеет раннемиоценовый возраст. Главные перспективные участки с медно-порфировым оруденением ассоциируются с некоторыми из этих интрузий, например на острове Манус — со среднемиоценовыми диоритами, несколько перспективных участков на острове Новая Британия — с гранодиоритами и диоритами позднего олигоцена — раннего миоцена, участок Пангуна на острове Бугенвиль — с плиоценовыми интрузиями андезит-диоритового ряда.

Список литературы

1. *Arriens P. A.*, The Archaean geochronology of Australia, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 3, 11-23, 1971.
2. *Bain J. H. C., Mackenzie D. E., Ryburn R. J.*, Geology of the Kubor Anticline-Central Highlands, of New Guinea, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust. 1970/79, unpubl., also Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 155, 1970.
3. *Blake D. H.*, Regional and economic geology of the Herberton/Mount Garnet area, Herberton Tinfield, north Queensland, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 124, 1972.
4. *Branch C. D.*, Volcanic cauldrons, ring complexes and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 76, 1966.
5. *Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W.*, The geological evolution of Australia and New Zealand, Pergamon Press, London, 1968.
6. *Campbell F. A.*, Lead and copper deposits of the Northampton mineral field, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 147-149 (8th Commonwealth Mining Metallurgical Congress, Melbourne), 1965.
7. *Compston W., Arriens P. A.*, The Precambrian geochronology of Australia, Can. J. Earth Sci., 5, 561-583, 1968.
8. *David T. W. E., W. R. Browne, ed.*, The geology of the Commonwealth of Australia, 1, Arnold, London, 1950.
9. *De Keyser F., Cook P. J.*, Geology of the Middle Cambrian phosphorites and associated sediments of northwestern Queensland, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 138, 1972.
10. *De Keyser F., Lucas K. G.*, Geology of the Hodgkinson and Laura Basins, Bull. Bur. Miner Resour. Geol. Geophys. Aust., 84, 1968.
11. *De Keyser F., Wolff K. W.*, The geology and mineral resources of the Chillagoe area, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust. 70, 1964.
12. *Ellis P. L.*, Geology of the Maryborough 1 : 250 000 sheet area, Rep. geol. Surv. Qd., 26, 1968.
13. Geological Society of Australia, Tectonic map of Australia and New Guinea 1 : 5 000 000, Sydney, 1971.
14. *Glaessner M. F., Parkin L. W.*, eds., The geology of South Australia, J. geol. Soc. Aust., 5 (2), 1-163, 1957.
15. *Hill D., Denmead A. K.*, eds., The geology of Queensland, J. geol. Soc. Aust., 7, 1-474, 1960
16. *Kirkegaard A. G., Shaw R. D., Murray C. G.*, Geology of the Rockhampton and Port. Clinton 1 : 250 000 Sheets, Rep. geol. Surv. Qd., 38, 1970.
17. *Lowry D. C.*, Busselton and Augusta, WA — 1:250 000 Geological Series, Explan. Notes geol. Surv. West. Aust. SI/50-59, 1967.
18. *Macleod W. N.*, The geology and iron deposits of the Hamersley Range area, Western Australia, Bull. geol. Surv. West Austr., 117, 1966.
19. *McWhae J. R. H., Playford P. E., Lindner A. W., Glenister B. F., Balme B. E.*, The stratigraphy of Western Australia, J. geol. Soc. Aust., 4(2), 1-161, 1956.
20. *Morgan K. H., Horwitz R. G., Sanders C. C.*, Structural layering of the rocks of the Archipelago of the Recherche, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1967, 44-45, 1968.
21. *Oldershaw W.*, Geological and geochemical survey of the Captains Flat area, New South Wales, Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 101, 1965.
22. *Olgers F., Flood P. G.*, Palaeozoic geology of the Warwick and Goondiwindi 1 : 250 000 sheet areas, Queensland and New South Wales, Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 164, 1973.
23. *Packham G. H.*, ed., The geology of New South Wales, J. geol. Soc. Aust., 16(1), 1-654, 1969.
24. *Parkin L. W.*, ed., Handbook of South Australian geology, Geol. Surv. S. Aust., 1969.
25. *Plumb K. A.*, The tectonic evolution of Australia, Geol. Soc. Aust., Specialists Groups Symp. Canberra, Feb. 1972.
26. *Rhodes J. M.*, The geological relationships of the Rum Jungle Complex, Northern Territory, Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 89, 1965.
27. *Runnegar B., Ferguson J. A.*, Stratigraphy of the Permian and Lower Triassic marine sediments of the Gympie district, Queensland, Pap. Dep. Geol. Univ. Qd., 9, 247-281, 1969.
28. *Scheibner E.*, A plate tectonic model of the Palaeozoic tectonic history of New South Wales, J. geol. Soc. Aust., 20(4), 405-426, 1973.
29. *Smith K. G.*, Geology of the Georgina Basin, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 111, 1972.
30. *Smith W. C., Gebert H. W.*, Manganese at Groote Eylandt, Australia, 9th Commonwealth Mining Metallurgical Congress, 2, 585-604, 1970.
31. *Sprigg R. C.*, A short geological history of Australia, APEA J., 7(2), 59-82, 1967.

32. *Spry A., Banks M. R.*, eds., Geology of Tasmania, J. geol. Soc. Aust., 9, 1-333, 1962.
33. *Trendall A. F., Blockley J. C.*, The iron formations of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., 119, 1970.
34. *Vernon R. H.*, The Willyama Complex, J. geol. Soc. Aust., 16(1), 20-55, 1969.
35. *Walpole B. P.*, ed., Geological notes in explanation of the tectonic map of Australia, Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1963.
36. *Warren R. G.*, Metallogenic map of Australia and Papua New Guinea, Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1972a.
37. *Warren R. G.*, A commentary to accompany the metallogenic map of Australia and Papua New Guinea, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 145, 1972b.
38. *White D. A.*, The geology of the Georgetown/Clarke River area, North Queensland, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 71, 1965.
39. *Wilson A. F.*, Granulite terrains and their tectonic setting and relationships to associated metamorphic rocks in Australia, Spec. Publ., geol. Soc. Aust., 2, 243-258, 1969.
40. *Wyatt D. H., Paine A. G. L., Clarke D. E., Gregory C. M., Harding R. R.*, Geology of the Charters Towers 1 : 250 000 Sheet area, Queensland, Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 137, 1971.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖЕЛЕЗА

Геология железных руд Западной Австралии

А. Трендалл

Общие сведения

Цель настоящей статьи — отразить существующий в настоящее время широкий круг мнений о закономерностях строения и проблемах железорудных месторождений Западной Австралии и указать, какие вопросы еще не решены, а также какие факты уже установлены. Статья представляет собой введение к последующим статьям, в которых более детально описаны отдельные железорудные месторождения.

В данном контексте термином «железная руда» обозначается любой материал, добытый или добываемый с целью получения из него железа, а также руды, о которых можно обоснованно предполагать, что они могут быть добыты и использованы без радикальных изменений в технологии и экономической структуре железо- и сталелитейной промышленности. Термин «геология» не только охватывает физическое окружение проявлений железных руд, но включает и такие общие вопросы, как механизм и время образования железорудных месторождений, а также причины, обусловившие их появление в данном месте и с данными конкретными свойствами. Местные особенности сортов и запасов руд не входят в круг этих вопросов.

Хотя добыча железных руд является в настоящее время основой экономики Западной Австралии, со времени резкого подъема промышленности, последовавшего за усилением эмбарго на экспорт в декабре 1960 г., не появилось ни одной статьи с обзором геологии региона. Однако гематитовые месторождения железорудной провинции Хамерсли достаточно широко освещены в литературе [22, 25, 10, 18, 20]; наиболее законченный обзор и полный список предшествующих работ представлены в работе Мак-Леода [20]. Гематитовые месторождения, связанные с архейскими железорудными формациями, в общих чертах описаны также Мак-Леодом [19], а отдельные месторождения изучались Брандтом [7—9], Матесоном и др. [23], Джонсом [16] и Майлсом [24]. Пизолитовые лимонитовые руды были рассмотрены Хармсом и Морганом [14], Мак-Леодом [20] и Циммерманом и др. [37]. Самые последние описания осадочных руд Ампи-Саунд принадлежат Рейду [28]. Канаван [11] и Лидди [17] представили общие обзоры об австралийских железных рудах, включая и западно-австралийские. Приведенный выше перечень работ включает только статьи, посвященные непосредственно железным рудам, но в этих статьях есть ссылки на общие работы, которые содержат описание железорудных месторождений в более широком масштабе. Обзор Конноли [12] в настоящее время существенно устарел с точки зрения экономики, хотя в нем имеется описание некоторых деталей геологического строения, которые не везде можно наблюдать. Ссылки на специальные работы по отдельным месторождениям приведены в тексте. Краткое содержание этой статьи было уже опубликовано ранее [31].

A. F. Trendall, Deputy Director, Geological Survey of Western Australia.

Классификация, относительное положение и номенклатура типов железных руд. Главные типы железных руд Западной Австралии относятся к трем очень разным геологическим категориям; в порядке их экономического значения это следующие типы: 1) *вторично обогащенные гематитовые руды*, 2) *пизолитовые лимонитовые руды*, 3) *осадочные руды*. К 1973 г. соотношение добытых руд этих типов соответственно составляло 20 : 2 : 1, а соотношение их запасов — 200 : 70 : 1 при общем объеме запасов примерно 24 000 млн. т. Две второстепенные категории руд, которые можно квалифицировать как руды в соответствии с принятым выше определением, относятся к обломочным разностям и представлены *щебнистыми*, *конгломератовыми*, *обломочными* рудами и *потенциально обогатимыми породами железорудной формации*. Этих труд мы коснемся лишь кратко, а три главные категории рассмотрены в порядке их экономической значимости.

Необходимо также упомянуть о некоторых других терминах, употребляемых в настоящее время или встречавшихся в публикациях для обозначения некоторых специфических типов железных руд. Под выражением «прямо транспортируемые руды» (direct shipping ore) в Западной Австралии подразумевают комковатые руды (размер комков не менее 0,5 дюйма) со средним содержанием железа 60%. Такое узкое определение термина в известном смысле является анахронизмом, так как и другие типы руд транспортируются сразу без дополнительной обработки. Все руды со средним содержанием Fe выше 60% обычно относят к *высокосортным*. Термин «вторично обогащенная гематитовая руда» здесь предпочтен обычно корректному термину Мак-Леода [20] «гематит-гётитовая руда», поскольку он имеет более широкий геологический смысл. Различие между «корковыми рудами» и «жильными рудами», проводимое Брандтом [9], не считается геологически обоснованным, и эти термины не рекомендуется употреблять. То же относится к термину «тип руд озера Верхнего» [11], ибо в добываемых в районе озера Верхнего рудах все больше преобладают «богатые руды» (beneficiating ore), или «таконит», над «натуральной рудой» (гематитом), по отношению к которой и был первоначально предложен термин «тип руд озера Верхнего».

Региональные геологические закономерности размещения железорудных месторождений. Распределение железорудных месторождений относительно крупных геологических структур в Западной Австралии обобщенно показано на рис. 1. Вторично обогащенные гематитовые руды связаны с докембрийскими полосчатыми железистыми кварцитами и приурочены к архейским блокам Пилбара и Йилгарн или к протерозойскому бассейну Хамерсли. Распространение осадочных руд ограничено осадочными породами протерозойского бассейна Кимберли в районе Ампи-Саунд. Пизолитовые лимонитовые руды имеют третичный возраст и обычно покрывают столовые возвышенности, расположенные вдоль линий дренажной сети, по которым осуществляется поверхностный сток в районе хребта Хамерсли.

Вторично обогащенные гематитовые руды

Представляется наиболее рациональным сначала описать руды района хребта Хамерсли, а затем сравнить их с гематитовыми рудами блоков Пилбара и Йилгарн, отметив черты их сходства и различия.

Железорудная провинция Хамерсли. Название «железорудная провинция Хамерсли» было предложено Мак-Леодом и др. [21] для основного района, в пределах которого все железорудные месторождения по своему происхождению связаны с породами бассейна Хамерсли. Геология района была описана Трендаллом.

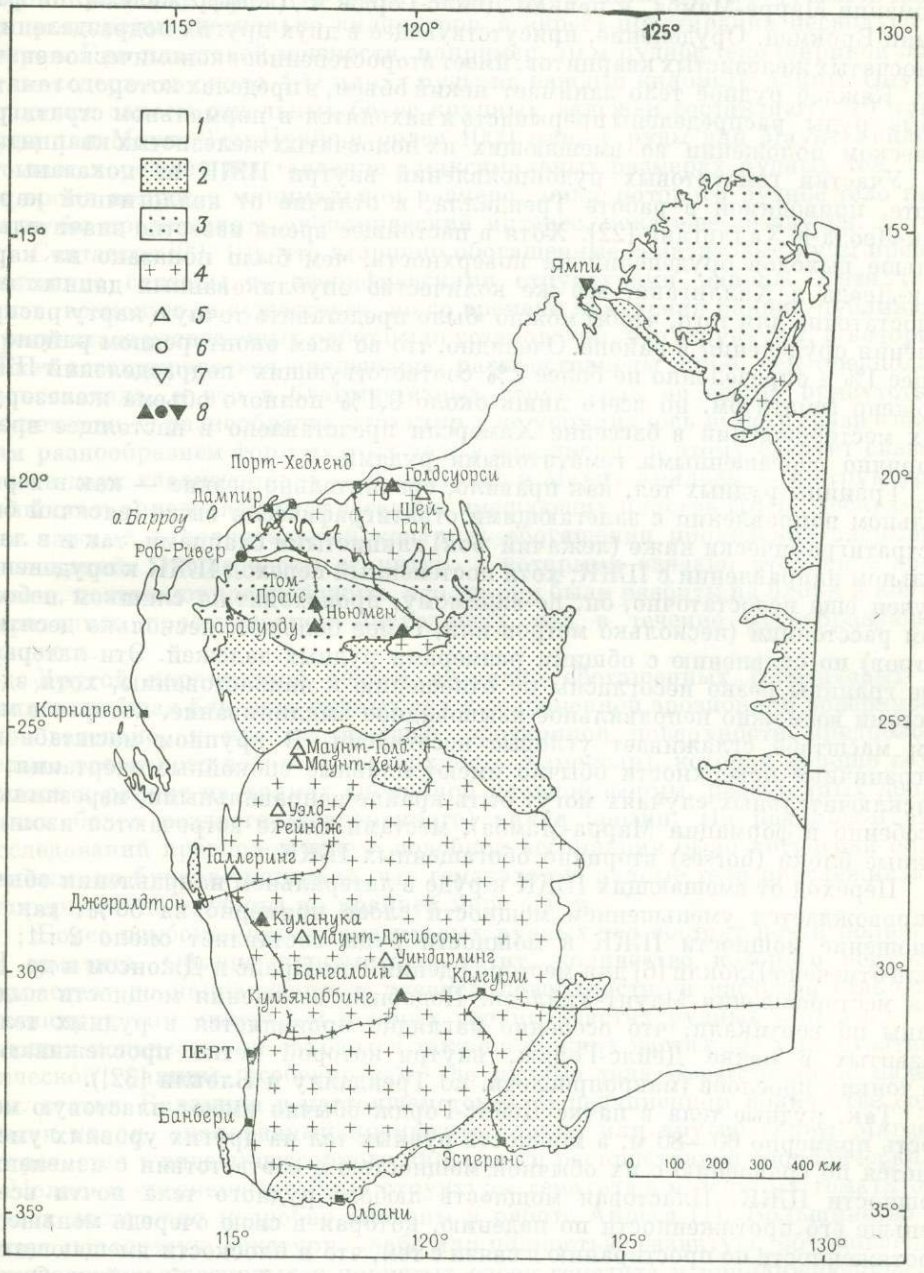


Рис. 1. Геологическая карта Западной Австралии и размещение крупных железорудных месторождений.

1 — фанерозой; *2* — докембрий; *3* — протерозой; *4* — архей; *5* — гематитовые вторично обогащенные руды; *6* — пизолитовые лимонитовые руды; *7* — осадочные руды; *8* — действующие рудники.

Рудные тела вторично обогащенных гематитовых руд, описанные в последующих статьях, приурочены к трем из пяти подразделений полосчатых железистых кварцитов (ПЖК) группы Хамерсли: базальной железистой формации Марра-Мамба, к пачкам Дейлс-Гордж и Джоффр железистой формации Брокмен. Оруденение, присутствующее в двух других подразделениях полосчатых железистых кварцитов, имеет второстепенное экономическое значение. Каждое рудное тело занимает некий объем, в пределах которого гематитовые руды распределены прерывисто и находятся в нормальном стратиграфическом положении во вмещающих их полосчатых железистых кварцитах.

Участки гематитовых рудопроявлений внутри ПЖК не показаны на карте, приводимой в работе Трендалла, в отличие от аналогичной карты Мак-Леода и Халлигана [22]. Хотя в настоящее время известно значительно больше выходов оруденения на поверхность, чем было показано на карте Мак-Леода и Халлигана, все же количество опубликованных данных еще недостаточно для того, чтобы можно было представить точную карту распределения оруденения в районе. Очевидно, что во всем оконтуренном районе не менее 1% и определенно не более 2% соответствующих подразделений ПЖК сложено гематитом, но всего лишь около 0,1% полного объема железорудных месторождений в бассейне Хамерсли представлено в настоящее время вторично обогащенными гематитовыми рудами.

Границы рудных тел, как правило, сравнительно резкие — как в вертикальном направлении с залегающими стратиграфически выше (висячий бок) и стратиграфически ниже (лежачий бок) глинистыми сланцами, так и в латеральном направлении с ПЖК; хотя постепенный переход ПЖК к оруденению изучен еще недостаточно, он, по-видимому, происходит на слишком небольшом расстоянии (несколько метров или, самое большее, несколько десятков метров) по сравнению с общими размерами рудных залежей. Эти латеральные границы резко несогласны по отношению к напластованию, хотя здесь местами возможно неправильное языковидное выклинивание, которое в мелком масштабе сглаживает угловые несогласия. В крупном масштабе эти пограничные поверхности обычно имеют плавные спокойные очертания, но в исключительных случаях могут быть крайне неправильными, изрезанными (особенно в формации Марра-Мамба), местами также встречаются изолированные блоки (horses) вторично обогащенных ПЖК.

Переход от вмещающих ПЖК к руде в латеральном направлении обычно сопровождается уменьшением мощности слоев примерно на 50%, так что отношение мощности ПЖК к мощности руды составляет около 2 : 1; это было отмечено Блокли [6] для месторождения Том-Прайс и Джонсом и др. [15] для месторождения Маунт-Уейлбэк. Подобные изменения мощности выдержаны по вертикали, что особенно наглядно проявляется в рудных телах, развитых в пачке Дейлс-Гордж, внутри которой четко прослеживаются 16 тонких прослоев (макропрослоев, по Трендаллу и Блокли [32]).

Так, рудные тела в пачке Дейлс-Гордж обычно имеют пластовую мощность примерно 60—80 м, а мощность рудных тел на других уровнях уменьшается по сравнению с их обычной мощностью в соответствии с изменением мощности ПЖК. Пластовая мощность любого рудного тела почти всегда меньше его протяженности по падению, которая в свою очередь меньше его протяженности по простиранию в связи с тем, что в плоскости вмещающих их пластов рудные тела вытянуты вдоль тектонической оси бассейна. Однако хотя все известные рудные тела имеют выход на поверхность, их исходная форма не может быть достоверно определена. Например, рудная залежь Том-Прайс в настоящее время оконтуривается лишь по разрыву и по границе ее выхода на поверхность.

Подлинная современная форма рудных тел весьма изменчива и контролируется изначальной конфигурацией вмещающих ПЖК; они могут иметь

моноклинальное очень пологое (рудное тело Кудайдери) или весьма крутое (рудное тело Парабурду) падение, могут быть отдаленно или строго синформными, почти дайкообразными, связанными с разрывными структурами или опрокинутыми (рудное тело Маунт-Уейлбэк). Рудные тела могут иметь длину по простиранию несколько километров и вкрест простирания несколько сот метров. При пластовой мощности, например, 70 м рудное тело шириной 500 м будет содержать около 100 млн. т руды на каждый километр длины. Опубликованные запасы отдельных более крупных залежей составляют: 610 млн. т руды для Маунт-Том-Прайс и более 1000 млн. т руды для Маунт-Уейлбэк; это дает хорошее представление о максимальных размерах рудных тел. В то же время вопрос о минимальном размере, ниже которого рудное тело перестало бы представлять экономический интерес, пока еще не изучен.

Считается [20, 10], что вторично обогащенные гематитовые руды преимущественно связаны со специфическими структурами района. Хотя такая связь, возможно, и существует, но со времени появления ранних публикаций в результате разведочных работ было установлено, что структуры, с которыми может ассоциироваться оруденение, распространены шире, чем предполагалось сначала, и что в благоприятных структурах не всегда присутствует оруденение. О разнообразии структур уже упоминалось выше в связи с широким разнообразием форм рудных тел; в дополнение к этому следует сказать, что на двух главных телах — Том-Прайс и Маунт-Уейлбэк — к структурам, полностью определяемым залеганием вмещающих пластов ПЖК, добавляется как важный дополнительный контроль обогащения проявление разрывных дислокаций. Общие черты структур, с которыми связано вторичное обогащение, позволяют предположить, что все они были разбиты на блоки и контролировались просачиванием нисходящих вод в течение рудообразующего процесса.

Другой характерной чертой вторично обогащенных гематитовых руд является общая близость рудных тел к современной эрозионной поверхности, следовательно, к предшествующей эрозионной поверхности предположительно третичного возраста (поверхность Хамерсли), которая хорошо сохранилась в районе на холмах спокойной плавной формы, рассеченных депрессиями более позднего (современного) цикла эрозии. На начальном этапе исследований предположение о подобной ассоциации было логически оправданным, но бурение показало, что гематитовые рудные тела прослеживаются непрерывно до глубины по крайней мере 400 м.

Более глубокие части гематитовых рудных тел состоят почти полностью из гематита. Обычно присутствует гётит, количество которого неизменно возрастает по направлению к дневной поверхности, и часто он становится доминирующим минералом в самых верхних частях рудных тел; в преобладающем количестве он находится также в нижних частях тел у их стратиграфической границы, особенно там, где рудные тела имеют пологое падение (см. статью Болдуина в настоящем томе). В подчиненном количестве содержатся кварц, опаловидный кремнезем, каолин или другие глины. Магнетит встречается в виде акцессорного минерала и распространен спорадически.

Мелко- и среднемасштабные структуры гематита в массивных гематитовых рудах достаточно подробно описаны в работе Айреса [1]. Большинство руд имеет полосчатую текстуру, слабо или полностью развитую, обусловленную чередованием массивных и пористых слоев гематита и приближающуюся по размерам к мезополосчатости материнских ПЖК. Массивные полосы сложены главным образом мозаикой тонкозернистого ангедрального гематита с некоторым преобладанием ориентировки вдоль полосчатости; в то же время переслаивающиеся с ними более пористые полосы сложены в основном взаимопрорастающими грубозернистыми призматическими или таблитчатыми кристаллами гематита, что обусловливает значительную межгранулярную пори-

стость. Оба типа полос содержат также мартит в виде явных псевдоморфоз по магнетиту. Здесь, несомненно, проявляется точное соответствие между текстурными разновидностями гематитовых полос и мезополосчатыми типами материнских ПЖК. Подобно этому мелкие складки, отчетливо проявленные внутри руды, имеют сходство со структурами во вмещающих ПЖК, но точное их сопоставление не проводилось; внутри рудных тел до сих пор не установлено никаких пострудных постгематитовых структур.

Хотя текстуры и структуры внутри руды в общем случае имеют миметический характер по отношению к окружающим породам, исключение составляют секущие гематитовые жилы с резко отличной обычно крупнозернистой структурой гематита, который присутствует в разных количествах.

Так как объемный вес массивных без видимых крупных пустот гематитовых руд обычно равен в среднем 4,0, изменяясь от 3,5 до 5,0, то можно предположить, что пористость в среднем составляет 25%, изменяясь от 5 до 35%. Объемный вес руды, содержащей гётит, может снижаться до 3,0. В действительности многие руды не массивны, и при практической оценке рудных тел употребляются такие термины, как «плитчатые», «пылеватые», «бисквитные», «рыхлые» или «песчанистые» для обозначения руд, которые легко поддаются бурению. В ненарушенном залегании физические свойства таких руд трудно поддаются оценке, но, возможно, что их пористость больше величины, указанной выше. Во всех рудных телах помимо такой среднемасштабной пористости имеются каналы и пустоты размером до нескольких метров в поперечнике, особенно вблизи от поверхности. Широко развитые системы открытых трещин также нарушают целостность рудных тел. Соотношение трещиноватости в руде и во вмещающих породах еще не изучено. Если принять во внимание наличие подобных крупных пустот, то общая плотность руды *in situ*, вероятно, будет не более 3,6.

Химический состав разных типов руд подробно описан Мак-Леодом [20], а также приведен в последующих статьях. Большинство добываемых руд по составу очень близко к теоретической смеси: гематит — 70%, гётит — 23%, каолин — 5% и кварц — 2%; эта смесь содержит 63,5% Fe, 4,3% SiO_2 2% Al_2O_3, 3,0% п.п.п. Экономически важную примесь в рудах составляет фосфор. Более высокое содержание фосфора отмечается в тех частях рудных тел, которые являются стратиграфическими эквивалентами глинистых сланцев во вмещающих их ПЖК, а также на участках с высоким содержанием гётита.

Большинство добываемых руд в среднем содержит около 0,5% фосфора (при отклонении результатов отдельных анализов в пределах $\pm$ 60%); однако известны и заметные региональные колебания среднего содержания фосфора в подлежащих добыче рудах, но они пока еще совершенно не изучены.

По периферии рудных тел общее содержание Fe и SiO_2 резко меняется до обычных содержаний этих компонентов в ПЖК ($\sim$ 30 и 50% соответственно), и до сих пор еще не было обнаружено присутствия «ореола» химических изменений ПЖК в окружении хотя бы одного какого-то гематитового рудного тела.

Блоки Пилбара и Йилгарн. Многие черты вторично обогащенных гематитовых руд железорудной провинции Хамерсли характерны также и для руд блоков Пилбара и Йилгарн. О некоторых других чертах руд Хамерсли нельзя сказать ничего определенного, так как сравнительного изучения не проводилось; тем не менее при более детальном исследовании, по-видимому, большую часть из них можно обнаружить и в рудах Пилбара и Йилгарн.

Гематитовые руды, приуроченные к архейским породам, подчиняются тому же стратиграфическому контролю, что и руды в районе Хамерсли. Рудные тела связаны со стратиграфическими подразделениями ПЖК, кото-

рые ограничены метаосадочными или метавулканическими породами зеленокаменной серии. Относительная корреляция различных рудовмещающих подразделений по этим двум районам не проводилась. Рудные тела, залегающие в ПЖК, обычно имеют линзообразную форму, длину несколько сот метров, а местами и до 2 км и ширину несколько десятков метров; такие размеры могут соответствовать мощности замещенных пластов ПЖК. Характер контактов рудных тел с вмещающими ПЖК не изучен. Протяженность обогащенных линз вниз по падению, как правило, не известна, однако на Маунт-Голдсуорси гематит обнаружен на глубине 400 м.

Большинство рудных тел в архейских породах залегает в круто падающих пластах и поэтому имеет дайкообразную форму. В локализации обогащенных линз не проявляется никакого структурного контроля, хотя на месторождениях Куланука и Маунт-Голдсуорси [9] разрывы играли роль проводников, контролирующих циркуляцию воды во вмещающих породах.

Главное отличие руд, залегающих в архейских ПЖК, от руд железорудной провинции Хамерсли состоит в том, что первые часто имеют более высокое качество и обычно более высокую плотность, а их внутренняя структура более сложна. Хотя гётит является обычным рудным минералом в приповерхностных рудах архейских ПЖК, на некоторых богатых гематитом участках руды достигают чистоты и плотности не меньшей, чем руды района Хамерсли. Например, на месторождении «природной стали» близ Джойнерс-Файнд руды имеют объемный вес 4,72 и содержание Fe 68,81%, SiO_2 0,93 и P 0,01%. Образцы с Маунт-Голд содержат 68,88% Fe, 0,35% SiO_2 и 0,01% P. К сожалению, общие размеры этих месторождений относительно невелики, а сравнительная малочисленность в архейских стратиграфических разрезах прослоев полосчатых железистых кварцитов заставляет предположить, что в них нельзя ожидать и богатого оруденения. Хотя на полированной поверхности образцов многих руд из архейских ПЖК обнаруживается мезополосчатость, она часто затушевана секущими прожилками грубокристаллического гематита, а в более крупном масштабе мобилизация железа местами приводит к образованию хаотических брекчированных текстур; формирование их повсеместно предшествует финальной стадии кристаллизации гематита.

Происхождение вторично обогащенных гематитовых руд. В нижеследующем кратком обобщении предпочтительных гипотез о происхождении гематитовых руд железорудной провинции Хамерсли главное внимание уделено точному определению главных типов доказательств, на которых основываются гипотезы, без детализации самих этих доказательств. В качестве примера рассматриваются руды Хамерсли в их сопоставлении с рудами блоков Пилбара и Йилгарн.

Непрерывность слоистости от вмещающих пород к руде, наблюдаемая в этих рудных телах, отрицает какую-либо вероятность того, что эти месторождения можно считать жильными и что сюда был привнесен и несогласно «вмещен» чужеродный материал; следовательно, возможны два логически оправданных варианта: либо гематит первоначально локально отлагался в каких-то участках бассейна синхронно с вмещающими ПЖК, либо он вторично замещал ПЖК. Если принимать интерпретацию осадконакопления ПЖК, предложенную Трендаллом и Блокли [33], то первый вариант оказывается необоснованным и, следовательно, предметом дальнейшего обсуждения становится второй вариант.

Рассматривая баланс вещества при таком генезисе, Блокли [6] впервые указал, что в любом объеме вмещающих ПЖК не содержится достаточного количества железа для образования рудного тела с мощностью, равной половине мощности замещенных слоев. Хотя варианты расчетов Блокли,

который принимал объемный вес руды равным 5,0, могут дать величины несколько более близкие к реальной ситуации, все же остается верным общее заключение, основанное на стратиграфических доказательствах, что рудные тела образовались путем выноса всего кремнезема и одновременного привноса такого же количества железа. Второстепенные компоненты ПЖК, такие, как Mg, Ca, K, Na и CO_2, также выносились; Al, вероятно, оставался неподвижным. Оценка избыточного количества железа, необходимого для образования руды, может колебаться в зависимости от исходных предпосылок, но, вероятно, эта величина в общем случае составляет менее одной трети от общего содержания железа в руде.

Следующий важный момент в гипотезах — время замещения гематитом. Тот факт, что гематитовое обогащение простирается до глубины по крайней мере 400 м, уже сам по себе является аргументом против существования генетической связи между рудой и развитием современной эрозионной поверхности либо ее третичной предшественницы — поверхности Хамерсли. Мак-Леод [20] еще более усилил эти аргументы, подчеркнув, что рудные тела развивались в стратиграфических обстановках, которые должны были топографически изолироваться раньше, чем наступила кульминация в развитии поверхности Хамерсли, и не могли иметь в то время никакого доступа ни к одному из источников привноса железа, и что образование руды, следовательно, предшествовало развитию этой поверхности. Этот вывод согласуется также с тем фактом, что гётит, характерный минерал латеритного покрова, часто приуроченного к поверхности Хамерсли, встречается как *вторичный* минерал в более высоких частях гематитовых рудных тел. В третичное время поверхность Хамерсли подверглась эрозии, а гематитовые рудные тела, которые уже сформировались к этому времени, были модифицированы; таким образом, можно судить о верхнем возрастном пределе обогащения.

Нижний возрастной предел обогащения гематитом может быть установлен по тому факту, что пока не обнаружено никаких следов пострудных структурных событий; это согласуется с наблюдением, что складчатость и разрывные нарушения играли определенную роль в создании благоприятной обстановки для формирования руды. К сожалению, возраст главных событий района хребта Хамерсли точно не известен. Впрочем, Трендалл и де Летер [34] доказывают, что 1720 млн. лет назад имел место период геологической активности, к которому, возможно, приурочена и главная складчатость региона. Порат [26], основываясь на палеомагнитных данных, полагает, что формирование гематитовых руд Хамерсли происходило в период 2000—1300 млн. лет назад, так что предположение об их формировании непосредственно в посттектонический период, примерно 1600—1300 млн. лет назад, согласуется как с геологическими, так и с геофизическими данными.

Очевидно, что во время кульминационного развития поверхности Хамерсли гематит был неустойчив относительно гётита по крайней мере до глубины 50 м; здесь встает вопрос о температурах, которые были необходимы для стабильного роста гематита. В одной из ранних работ [30], посвященных системе Fe_2O_3 — H_2O, трудно поддающейся экспериментальному изучению из-за низких скоростей реакций, указывается, что температура гематит-гётитового равновесия в нейтральной среде равна примерно 125° С; однако Бернер [4] рассчитал по результатам кислотной растворимости, что гематит может стабильно образовываться из гётита и при более низких температурах. Бишофф [5] представил один из последних обзоров. В порядке рабочей гипотезы Беккер [3] принял, что температуры могут быть и более высокими, например 160° С; он исходил из результатов изучения изотопного состава кислорода, при котором он получил температуру 280° С как самую высокую палеотемпературу пачки Дейлс-Гордж. Беккер рассмотрел также другие доказательства, подтверждающие эту цифру. Его результаты согласуются

с точкой зрения, что формирование гематитовых руд происходило в течение периода остывания, связанного с посттектоническим разрушением чехла, но еще на значительной глубине.

Айрес [1] рассмотрел различные сочетания глубин погребения и геотермического градиента как основу для оценки максимальной палеотемпературы пачки Дейлс-Гордж. По чисто стратиграфическим соображениям [33] приемлема глубина погребения не более 5 км; при повышенном геотермическом градиенте (50° С/км) во время тектонических процессов на такой глубине будут возникать максимальные возможные температуры, в то время как чехол мощностью, скажем, 4 км и при более низком геотермическом градиенте (30° С/км) примерно через 10 млн. лет после складкообразования обеспечит температуру образования руд примерно 150° С.

Предполагаемый гидрогеологический режим подразумевает проникновение поверхностных вод до глубин такого порядка и их циркуляцию обратно к поверхности. Эти воды забирали часть железа в раствор в начале своего движения вниз, после чего они уже не взаимодействовали с ПЖК, через которые и двигались (поскольку рудные тела не имеют «ореолов») до тех пор, пока не достигали глубины 4 км. На этой глубине, по не совсем понятным причинам, местами возникали условия, благоприятные для растворения кремнезема, его выноса и попутно частичного замещения его гематитом. Хотя контролирующим фактором здесь была температура, в соответствии с геологическими наблюдениями возникает предположение о том, что такие условия внезапно возникали в точках, где движению воды физически препятствовали элементы геологической структуры.

В количественном отношении правдоподобность такой модели зависит от вероятности выноса кремнезема в твердом состоянии, как того требует любая гипотеза рудообразования. Это можно проиллюстрировать следующей примерной оценкой «порядка величин». Рудное тело массой, например, 400 млн. т будет иметь объем около 10^8 м^3, а исходный объем материнских ПЖК должен быть вдвое больше. Таким образом, при предполагаемых плотности 3,5 и содержании кремнезема около 50% исходный объем ПЖК должен содержать $3{,}5 \cdot 10^8$ т кремнезема; принимая растворимость кремнезема при 150° С равной примерно 350 млн$^{-1}$ [29], можно рассчитать, что для выноса такого количества кремнезема потребуется 10^{12} м^3 воды. Если предположить, что средняя пористость в течение всего рудообразующего процесса была равна 10% от конечного объема руды (10^7 м^3), легко вычислить, что потребовалось бы 10^5 м^3 полностью переработанных поровых вод. Предполагая далее, что для такой переработки потребовалось бы 10^3 лет, получаем, что для формирования рудного тела потребовалось бы 10^8 лет. Такой порядок величин принципиально возможен, если исходить из высказанных выше предположений о масштабе времени.

Основные требуемые химические и физические условия могут быть обеспечены либо нисходящими, либо восходящими водами. Предпочтение здесь следует отдать нисходящим водам: во-первых, рудные тела настолько широко распространены по всей железорудной провинции Хамерсли, что источник вод, поступающих снизу, кажется неправдоподобным, если принять во внимание общее геологическое развитие региона; во-вторых, только некоторые рудные тела ассоциируются со структурами, которые, по-видимому, связаны с глубокими уровнями посредством разрывов; в-третьих, воды из глубинных источников в необходимом количестве могли отделиться только от кристаллизующейся на глубине магмы, поэтому следовало бы ожидать, что они должны нести какие-то дополнительные доказательства своего происхождения, например минерализацию цветных металлов, но никаких признаков этого нигде не отмечено. И наконец, в варианте с нисходящими водами не возникает проблемы о необходимом количестве воды. Годовой сток, равный

только 1 см с площади 10 км^2, уже дал бы 10^{13} м^3 воды в течение 10^8 лет, если условия гидрогеологического режима не препятствовали бы просачиванию на глубину; таким образом, если эта цифра в любом из более ранних предположений будет в 10 раз больше или меньше, она все еще позволит применять данную модель, особенно если добавить, что рудные тела с массой 400 млн. т. не столь уж широко распространены (не более чем одно на площадь 10 км^2).

Массовое просачивание поверхностных вод до глубины в несколько километров и их непрерывная циркуляция — процесс, хорошо известный и в современной гидрогеологии; в связи с этим можно сказать, что описанная выше модель предполагает, что гематитовые руды железорудного бассейна Хамерсли формировались длительное время, в течение которого сохранялись гидрогеологические условия, преобладавшие на огромной площади и в чем-то аналогичные условиям в современной геотермальной системе Солтон-Си [35].

Эта точка зрения, возможно, подтверждается данными Пората и Чамалауна [27]: в 80% образцов гематитов из рудного тела Маунт-Голдсуорси, залегающего в архейских ПЖК блока Пилбара, направление намагниченности очень близко к направлению намагниченности в рудах месторождений Том-Прайс и Маунт-Уейлбэк, что позволяет предполагать их почти одновременное происхождение.

Брандт [7, 9] отметил наличие гематитовых галек в протерозойских конгломератах (группа Фортескью), несогласно перекрывающих ПЖК, среди которых залегает рудное тело Голдсуорси; это представляется главным доказательством того, что это рудное тело более древнее, чем аналогичные тела в железорудной провинции Хамерсли. Однако возможно, что гематитовые конгломераты, описанные Брандтом, могут быть результатом вторичного замещения гематитом ранее существовавших конгломератов, сложенных другим материалом. В таком случае нет доказательств тому, что и это замещение и само рудное тело Голдсуорси не могли бы быть одновозрастными с рудными телами железорудной провинции Хамерсли.

До получения новых данных наиболее приемлемо простейшее предположение для гематитовых руд Западной Австралии, заключающееся в том, что все рудные тела как в протерозойских, так и архейских ПЖК формировались в интервале времени примерно 1600—1300 млн. лет назад в результате широко распространенного влияния особых гидрогеологических условий, сохранившихся в настоящее время лишь в исключительных случаях.

Пизолитовые лимонитовые руды

В сравнении с вторично обогащенными гематитовыми рудами геология пизолитовых лимонитовых руд хорошо известна, и прекрасные опубликованные описания, уже цитируемые здесь, нуждаются лишь в кратком обобщении. Руды сложены пизолитами, большая часть которых имеет диаметр 1—3 мм. Пизолиты представлены аморфным лимонитом, гётитом, маггемитом или гематитом (в колеблющихся соотношениях), которые погружены в основную массу того же минерального состава с небольшим количеством глинистого материала, кальцита и халцедона; пизолиты могут быть бесструктурны или обладать концентрическим строением. Руды встречаются как землистые, так и очень твердые, обладают пористостью 20—30% и плотностью, колеблющейся от 2,5 до 3,5. Химический состав руд: Fe — 40—60%, H_2O^+ — 7,5—11%, SiO_2 — 3,3—7%, Al_2O_3 = 1,8—4,5%, P — 0,015—0,05%, S — 0,02—0,07%, Mn—0,05—0,15%, TiO_2—0,04—0,30%.

Обычно пизолитовые лимонитовые руды образуют покровы мощностью до 60 м, но часто менее 30 м, располагающиеся на удлиненных прерывистых террасах, плоская поверхность которых возвышается над современным уров-

нем рек на высоту до 75 м. Такие террасы особенно хорошо развиты внутри дренажного бассейна реки Роб-Ривер (рис. 1), где они формально именуются пизолитами Роб, но они также широко распространены в пределах и на севере железорудной провинции Хамерсли.

Нет оснований сомневаться в правильности предположения, которое четко обосновывается характером залегания руд; согласно этому предположению, руды образовывались в результате концентрации железа в слоях осадков при медленном меандрировании рек, дренировавших ранее железорудную провинцию Хамерсли; нижний возрастной предел формирования пизолитовых руд четко определяется их несогласным залеганием на более древних меловых конгломератах Ярралула.

В то время как примерный возраст и общие условия образования руд хорошо известны и можно вполне резонно предположить, что непосредственным источником железа были полосчатые железистые кварциты железорудной провинции Хамерсли, более точные физико-химические условия процесса рудообразования еще являются предметом дискуссии, особенно в отношении значения роли непосредственного осаждения и замещения аллювиального обломочного материала. Мак-Леод [20] и Хармс и Морган [14] детально обсуждали эти вопросы.

Осадочные руды

Так же как в случае пизолитовых железных руд, геология осадочных железных руд представляется относительно несложной в сравнении с вторично обогащенными гематитовыми рудами, хотя здесь и остаются некоторые нерешенные проблемы. Руды встречаются внутри развитой участками пачки Ямпи песчаников Пентекост из группы Кимберли, являющейся одной из трех составляющих групп бассейна Кимберли. Этот бассейн занимал площадь около 120 000 км^2 в самой северной части Западной Австралии около 1800 млн. лет назад и примерно в это время был сравнительно быстро заполнен главным образом кластическим осадочным материалом.

Пачка Ямпи наиболее хорошо развита на островах Кулан и Кокату, и только там руды имеют промышленное значение. Острова отделены от материка проливом Ямпи (рис. 1), вследствие чего стратиграфические сопоставления строятся на умозрительной чисто литологической основе. На обоих островах породы пачки смяты в складки вдоль субгоризонтальных осей, лежащих в круто падающей на юго-запад плоскости. Мощность пачки достигает 450 м. Пачка состоит из кварцитов, песчаников, конгломератов и глинистых сланцев, слои которых имеют мощность от менее чем 1 м до нескольких метров и объединяются в циклы мощностью в 10—45 м. Гематит является обычным компонентом каждого из слоев, но имеет тенденцию к преимущественному накоплению в наиболее верхних слоях каждого цикла. Он встречается как в виде обломков, так и в матриксе зернистых осадочных пород и в виде очень тонких зерен, иногда имеющих октаэдрические формы, в пелитовых породах; часто встречаются также магнетитовые ядра и пластинки мартита. Рудные тела обладают достаточной мощностью и достаточно обогащены гематитом, чтобы представлять интерес для разработки. Рейд [28] приводит следующий примерный химический состав руды: Fe — 57—69%, SiO_2—0,4—6,0%, Al_2O_3—0,2—6,0%, TiO_2—0,4%, P—0,02—0,05%, H_2O^+ — 0,4—6,0%. Разрабатываемые рудные тела имеют до 40 м в ширину (обычно около 25 м) и протягиваются в длину более чем на 2 км. Материал у поверхности рыхлый, но местами покрыт твердой коркой.

Все авторы (цитируемые Рейдом [28]), изучавшие осадочные руды Ямпи, пришли к заключению, что руды образовались вследствие накопления обломочного гематита в процессе обычного кластического осадконакопления. Недавно Джиллетли [13] подтвердил этот взгляд новыми данными, получен-

ными при исследовании минералов тяжелой фракции и анализе пород на элементы-примеси. Все эти доказательства в действительности сводят проблему об источнике железа к вопросу об образовании ранее существовавших гематитовых (по Джиллетли, возможно, магнетитовых) тел, впоследствии подвергавшихся эрозии. Хотя этот установившийся взгляд не может здесь оспариваться, так как нет новых данных, может быть полезно обратить внимание на некоторые несоответствия. В то время как Джиллетли [13] указывает, что «октаэдрические кристаллические формы магнетита, обычные как в рудах, так и в гематитовых кварцитах, сохранились, и, таким образом, железо могло быть перекристаллизовано в форму магнетита после отложения», Рейд [28] полагает, что так как «железо в виде гематита распространено во всей толще осадков, даже значительно ниже зоны окисления, ... изменение магнетита могло происходить только в ранние циклы выветривания и, вероятно, предшествовало отложению». Как перекристаллизация обломочного материала в эвгедральные кристаллы магнетита и его превращение в мартит до образования складок, так и сосуществование двух форм кажется возможным, поэтому трудно предпочесть какую-либо из гипотез. По-видимому, возможно, что выпадение из растворов эвгедральных кристаллов магнетита в условиях обычной обстановки обломочного осадконакопления, приемлемое для понимания образования известных обогащенных железом осадков в хребте Рейзорбэк в Южной Австралии [36], еще более приемлемо по крайней мере для некоторой части тонкозернистых руд пачки Ямпи.

Список литературы

1. *Ayres D. E.*, The hematite enrichment ores of Mount Tom Price and Mount Whaleback, Hamersley Iron Province, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 238, 47-58, 1971.
2. *Ayres D. E.*, Genesis of iron-bearing minerals in banded iron formation mesobands in the Dales Gorge Member, Hamersley Group, Western Australia, Econ. Geol., 67, 1214-1233, 1972.
3. *Becker R. H.*, Carbon and oxygen isotope ratios in iron-formation and associated rocks from the Hamersley Range of Western Australia and their implications, Ph. D. Thesis, University of Chicago, 1971.
4. *Berner R. A.*, Goethite stability and the origin of red beds, Geochem. cosmochim. Acta, 33, 267-273, 1969.
5. *Bischoff J. L.*, Goethite-hematite stability relations with relevance to sea water and the Red Sea brine system, in Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, a Geophysical and Geochemical Account, Eds. E. T. Degens, D. A. Ross, 402-406, Springer-Verlag, New York, 1969.
6. *Blockley J. G.*, The stratigraphy of the Mount Tom Price orebody and its implication in the genesis of iron ore, A. rep. geol. Surv. West. Aust., 1968, 46-49, 1969.
7. *Brandt R. T.*, The iron ore deposits of the Mount Goldswarthy area, Port Hedland district, Western Australia, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 211, 157-180, 1964.
8. *Brandt R. T.*, The genesis of the Mount Goldsworthy iron ore deposits of northwest Australia, Econ. Geol., 61, 999-1009, 1966.
9. *Brandt R. T.*, The origins of the jaspilitic iron ores of Australia, Paper No. SC/CONF 46/2 International Symposium on the Geology and Genesis of Precambrain Iron/Manganese Formations and Ore Deposits, Kiev, 1970.
10. *Campana B.*, Stratigraphic-structural-palaeoclimatic controls of the newly discovered iron ore deposits of Western Australia, Mineral. Deposita, 1, 53-59, 1966.
11. *Canavan F.*, Iron ore deposits of Australia, in Geology of Australian Ore Deposits (Ed. J. McAndrew), 13-23 (8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne), 1965.
12. *Connoly R. R.*, Iron ores in Western Australia, Min. Res. Bull. geol. Surv. West. Aust., 7, 1959.
13. *Gellatly D. C.*, Problems of provenance of the Yampi iron ores, West Kimberley region, Western Australia, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 125, 191-205, 1972.
14. *Harms J. E.*, *Morgan B. D.*, Pisolitic limonite deposits in northwest Australia, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 212, 91-124, 1964.
15. *Jones H.*, *Walraven F.*, *Knott G. G.*, Natural gamma logging as an aid to iron ore exploration in the Pilbara region of Western Australia, Australas. Inst. Min. Metall., Perth Conference (1973) Volume, 53-60, 1973.

16. *Jones W. R.*, The iron ore deposits of the Weld Range, Murchison Goldfield, A. rep. geol. Surv. West. Aust. (1962), 54-60, 1962.
17. *Liddy J. C.*, The jaspilite iron ores of Australia, Econ. Geol., **63**, 815-821, 1968.
18. *MacLeod W. N.*, Iron ore deposits in the eastern section of the Hamersley Iron Province, A. rep. geol. Surv. West. Aust., 1963, 34-38, 1964.
19. *MacLeod W. N.*, Banded iron formations of Western Australia, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 113-117 (8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne) 1965.
20. *MacLeod W. N.*, The Geology and Iron Deposits of the Hamersley Range area, Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., **117**, 1966.
21. *MacLeod W. N.*, *de la Hunty L. E.*, *Jones W. R.*, *Halligan R.*, A preliminary report on the Hamersley Iron Province, North West Division, A. rep. geol. Surv. West. Aust., 1963, 44-54, 1963.
22. *MacLeod W. N.*, *Halligan R.*, Iron ore deposits of the Hamersley Iron Province, in Geology of Australian Ore Deposits (ed. J. McAndrew), 118-125 (8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne), 1965.
23. *Matheson R. S.*, *Andrews P. B.*, *Brandt R. T.*, *Liddicoat W. K.*, Iron ore deposits of the Port Hedland district, in Geology of Australian Ore Deposits (Ed. J. McAndrew), 132-137 (8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne), 1965.
24. *Miles K. R.*, Koolyanobbing Iron ore, in Geology of Australian Ore Deposits (Ed. A. B. Edwards), 172-176 (5th Empire Mining and Metallurgical Congress), Melbourne.
25. *Nielson J. M.*, Iron ores of the Ophthalmia region, Western Australia, A.I.M.E., Soc. Min. Engnrs., **232**, 327-338, 1965.
26. *Porath H.*, Palaeomagnetism and the age of Australian hematite ore bodies, Earth and Plan. Sci. Lett., **2**, 409-411, 1967.
27. *Porath H.*, *Chamalaun F. H.*, Palaeomagnetism of Australian hematite ore bodies-II. Western Australia, Geophys. J.R. astr. Soc., **15**, 253-264, 1968.
28. *Reid I. W.*, Iron ore deposits of Yampi Sound, in Geology of Australian Ore Deposits (Ed. J. McAndrew), 126-131 (8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne), 1965.
29. *Smith F. G.*, Physical Geochemistry, 624 (Addison-Wesley, Reading, Palo Alto, London, 1963.
30. *Smith F. G.*, *Kidd D. J.*, Hematite-goethite relations in neutral and alkaline solutions under pressure, Am. Min., **34**, 403-412, 1949.
31. *Trendall A. F.*, Geology of Western Australian iron ore (Abstract), Australas. Inst. Min. Metall., Perth Conference (1973) Volume, 129-130, 1973.
32. *Trendall A. F.*, *Blockley J. G.*, Stratigraphy of the Dales Gorge Member of the Brockman Iron Formation, in the Precambrian Hamersley Group of Western Australian, A. rep. geol. Surv. West. Aust., (1967), 48-53, 1968.
33. *Trendall A. F.*, *Blockley J. G.*, The iron formations of the Precambrian Hamersley Group of Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., 119, 1970.
34. *Trendall A. F.*, *de Laeter J. R.*, Apparent age, and origin, of black porcelanite of the Joffre Member, A rep. geol. Surv. West. Aust. (1971), 68-74, 1972.
35. *White D. E.*, Environments of generation of some base-metal ore deposits, Econ. Geol., **63**, 301-335, 1968.
36. *Whitten G. F.*, The investigation and exploitation of the Razorback Ridge iron deposit, Rep. Invest. geol. Surv. S. Aust., 33, 1970.
37. *Zimmerman D. O.*, *Adair D. L.*, *Collings P. S.*, Geology of the Upper Robe River Iron Deposits, Australas. Inst. Min. Metall., Perth Conference (1973) Volume, 143-152, 1973.

Маунт-Уейлбэк, железорудная провинция Хамерсли

М. Нишоу

Общие сведения

Рудная залежь Маунт-Уейлбэк располагается на юго-восточной окраине железорудной провинции Хамерсли и имеет координаты 23°22′ ю. ш. и 119°41′ в. д. Она расположена в регионе Пилбара в штате Западная Австр а-

M. Kneeshaw, Senior Development Geologist, Mt. Newman Mining Company Pty. Ltd.
Публикуется с разрешения компании.

лия. Эта территория, находящаяся примерно в 350 км от побережья и в 420 км от Порт-Хедленда, представляет собой полупустыню со среднегодовым количеством осадков 250 мм. Летние температуры нередко превышают 40° С, а зимние могут снижаться до 4° С. Гора Уейлбэк представляет собой изолированный сильно расчлененный гребень, простирающийся в широтном направлении и имеющий длину около 5500 м, ширину от 750 до 1500 м и высоту около 240 м относительно окружающей равнины, отметки которой над уровнем моря составляют примерно 560 м. Возвышенность покрыта редкой растительностью. Зеркало подземных вод располагается примерно на глубине 45 м ниже поверхности равнины. Северный склон возвышенности представляет собой хорошо заметный линейный тектонический уступ; другие склоны неровные и отличаются сильной эрозионной изрезанностью. На большей части возвышенности обнажаются голубовато-серый массивный гематит и реже переслаивание гематита и гётита. Гематит прослежен на глубину максимум 350 м ниже поверхности равнины.

В 1957 г. А. Хилдич обнаружил присутствие гематитовой руды на горе Уейлбэк обновременно с другими многочисленными рудопроявлениями железа в восточной части Пилбары. После отмены центральным правительством эмбарго на вывоз железной руды (1960 г.) Хилдич и его партнер С. Уормен сделали заявку на территорию Маунт-Уейлбэк и на другие рудопроявления, обнаруженные в 1957 г. Эта заявка на площадь в 3494 км^2 была удовлетворена в 1961—1962 гг.

В 1963 г. компания American Metall Climax Incorporated (AMAX) подписала с Уорменом и Хилдичем соглашение об оптации и в следующем году пригласила компанию Colonial Sugar Refining Ltd. (CSR) принять участие в опробовании и освоении территории заявки. После обследования территории разведочные работы были сосредоточены в районе горы Уейлбэк и к октябрю 1964 г. были разведаны установленные запасы в 246 млн. т. руды с высоким содержанием железа. В ноябре 1964 г. центральное правительство дало разрешение на экспорт 213 млн. т руды. В декабре того же года было подписано соглашение с железорудной компанией Mt. Newman, согласно которому арендуемая ею территория сократилась до 777 км^2.

В начале 1966 г. начались переговоры с другими железорудными компаниями. Они завершились принципиальным согласием компаний AMAX, CSR и Broken Hill Pty. (BHP) приступить в сентябре 1966 г. к совместной эксплуатации территории. Участие австралийского капитала было установлено в размере 60%. AMAX впоследствии провела переговоры относительно продажи 5% акций компании Seltrust Iron Ore Ltd. (филиалу лондонской компании Selection Trust Ltd.) и 10% акций японским компаниям Mitsui и C. Itoh. BHP организовала дочернее предприятие на правах полной собственности — компанию Mt. Newman Mining Pty. Ltd. для разработки месторождения. Добыча за первый год эксплуатации (с апреля 1969 по март 1970 г.) составила 7,4 млн. т, а за год, закончившийся в марте 1973 г., превысила 21 млн. т.

Эксплуатационное разведочное бурение проводилось подрядчиками по сетке 228 × 60 м. Бурение началось в октябре 1963 г. компанией AMAX и было полностью завершено в июле 1972 г. В 1964 г. в целях получения проб для исследований физических параметров рудного тела были пройдены две штольни. Для определения контуров рудного тела применялось ударно-вращательное бурение выше зеркала грунтовых вод и алмазное бурение ниже зеркала грунтовых вод. Интервал опробования был равен примерно 3 м. В целом для оконтуривания установленных запасов более чем 1 000 млн. т руды с высоким содержанием железа потребовалось около 51 500 м проходки ударным бурением (скважины диаметром в основном 11,5 см) и 25 700 м проходки алмазным бурением (в целом керн диаметром 7,6—8,4 мм). Кроме того, было

пройдено еще 39 000 м ударным бурением по сетке 114 × 30 м, чтобы получить более детальную информацию для контроля содержаний в первые десять лет эксплуатации.

Региональная стратиграфия и структурная обстановка

Протерозойские породы на северо-западе Австралии расчленены на пять групп: Бангемалл, Бреснаан, Уиллоу, Хамерсли и Фортескью. Мощность всех групп превышает 30 000 м. Три нижние группы вместе составляют надгруппу Маунт-Брюс. Рудное тело Маунт-Уейлбэк располагается в пределах железорудной формации Брокмен, входящей в группу Хамерсли. «В целом эти группы представляют собой разнообразное сочетание обломочных и хемогенных осадочных пород с основными и кислыми лавовыми потоками, интрудированных силлами и дайками долеритов и крупными гранитными плутонами» [1]. Площадь Ньюмен, вероятно, располагалась на границе первоначального протерозойского бассейна осадконакопления, поскольку установленная мощность различных стратиграфических единиц в целом меньше, чем мощность типового разреза в любых других частях бассейна.

В железорудной провинции Хамерсли интенсивность складчатости возрастает к югу. В северной и центральной частях пликативные структуры представляют собой широкие открытые флексуры с падениями в целом менее 45°. На юге, где породы испытывают интенсивную складчатость, в ряде экстремальных ситуаций часть литологических подразделений формации была удалена в результате интенсивного сдвигообразования, связанного со складчатостью. В районе Ньюмен нередки случаи опрокинутых изоклинальных складок. Бóльшая часть крупных разрывов в районе Ньюмен простирается примерно на северо-восток и представляет собой нормальные сбросы. Разрывные нарушения формировались позднее складчатости на некоторое, точно не установленное время.

Детальная стратиграфия рудной залежи

Литологическая характеристика местных формаций сходна с их характеристикой в стратотипичных разрезах. Мощность в пределах месторождения Маунт-Уейлбэк сильно изменчива либо в результате воздействия интенсивного складкообразования и рудообразования, либо вследствие различного положения в пределах бассейна осадконакопления. Группа Фортескью представлена формацией Джирина, группа Хамерсли — формацией Маунт-Силвия, сланцами Маунт-Мак-Рей и железорудной формацией Брокмен, причем в последнюю входят пачки Дейлс-Гордж, сланцы Уейлбэк и Джоффр (рис. 1).

Формация Джирина. Породы формации Джирина слабо обнажены на северном склоне горы Уейлбэк и в пределах равнины к северу от последней. Преобладающим типом пород является серовато-зеленый, массивный среднезернистый амфиболит, хлоритизированный на обширной площади и местами окремненный, залегающий в виде силлов среди глинистых сланцев. Отдельные силлы амфиболита имеют мощность более 200 м. Типичный зеленовато-серый плотный глинистый сланец (или аргиллит) очень плохо обнажен. На глубине в сланцах местами обнаруживали стяжения пирита. Одна из скважин алмазного бурения пересекла контакт амфиболита и глинистого сланца, на котором обнаружена зона активного горячего контакта шириной 20—30 см. Основание формации непосредственно в пределах района не обнажается.

Формация Маунт-Силвия. Четко выделяющийся семиметровый пласт джеспилита, который в устной речи называют пластом Бруно, определяет верхнюю границу формации и является хорошим маркирующим горизонтом.

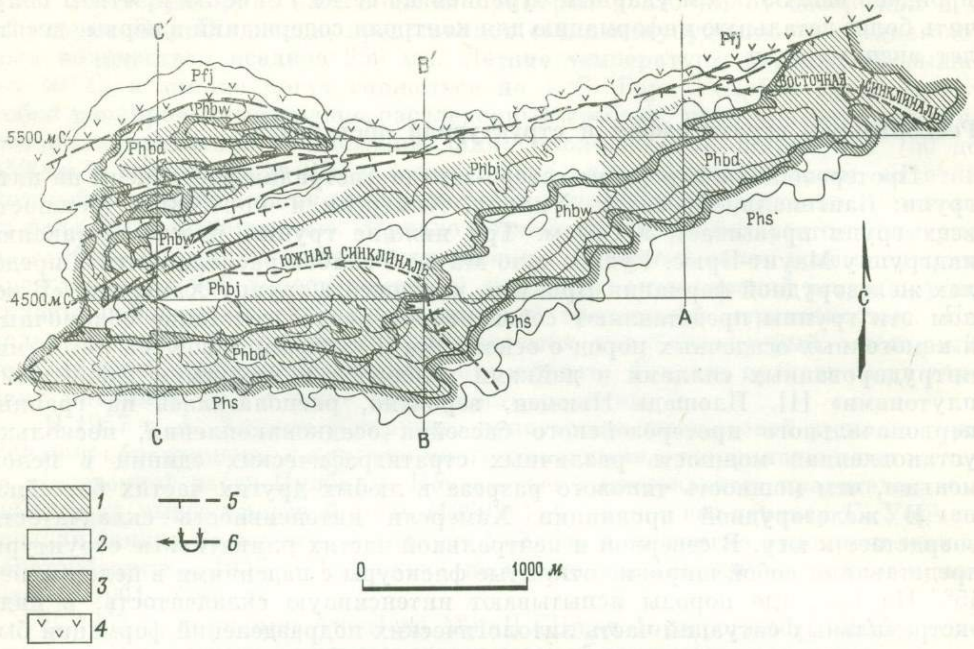


Рис. 1. Геологическая карта месторождения Маунт-Уейлбэк.

Горизонтали проведены через 50 м.
1 — выходы гематита (с примесью гётита); *2* — джеспилит; *3* — глинистый сланец; *4* — амфиболиты и глинистые сланцы; *5* — разрывные нарушения; *6*—оси главных синклиналей; Phbj—пачка Джоффр; Phbw — пачка сланцев Уейлбэк; Phbd — пачка Дейлс-Гордж; Phs — сланцы Маунт-Мак-Рей; Pfj — формация Джирина.

Еще два менее заметных пласта джеспилита располагаются в середине разреза и в его основании. Между средним и верхним пластами джеспилита находится ранее не отмечавшийся полевошпатовый песчаник мощностью 21 м. Этот факт указывает на то, что район Ньюмен располагается вблизи южной границы протерозойского бассейна осадконакопления. Остальную часть формации слагают глинистые сланцы, но их обнажения редки. Данные по двум скважинам алмазного бурения и трем разведочным канавам свидетельствуют о том, что на горе Уейлбэк мощность формации гораздо больше, чем в обнажениях типового разреза.

Сланцы Маунт-Мак-Рей. Сланцы Маунт-Мак-Рей были ранее [4] подразделены на три пачки. Две нижние пачки состоят в основном из черного графитового и хлоритового сланцев, залегающих ниже зеркала грунтовых вод, и из окисленных желто-белых до коричневых каолинизированных сланцев, залегающих выше зеркала грунтовых вод. В разрезах скважин алмазного бурения встречаются зоны с изобилием стяжений пирита диаметром до 5 см, приуроченные в основном к верхним 10 м разреза средней пачки. Отмечаются незначительные пропластки кремня, а в разрезах рудника постоянно присутствует пласт серо-голубого кремня мощностью 1 м, вероятно представляющий собой эквивалент голубого кремня в кровле базальной пачки по схеме Трендалла и Блокли [4].

Верхняя пачка была расчленена на двенадцать переслаивающихся пластов джеспилита и глинистых сланцев, имеющих местную идексацию от D1 до D12. Пласты джеспилитов обычно изменены до превращения в гематит, а пласты сланцев обогащены до превращения в железистый сланец.

Рассматриваемая верхняя пачка является частью рудного тела месторождения и имеет мощность примерно 15 м.

Железорудная формация Брокмен. П а ч к а Д е й л с - Г о р д ж. Пачка Дейлс-Гордж представляет собой основной рудный горизонт на месторождении Маунт-Уейлбэк и содержит широко развитую на площади высокосортную гематитовую руду как выше, так и ниже зеркала грунтовых вод. Эта пачка состоит из переслаивания рудных джеспилитовых и сланцевых пластов, индексированных от D13 до D45, причем каждый пласт глинистого сланца имеет четный номер. Мощность пластов сланца изменяется от 0,1 до 2 м, а рудных пластов — от 1 до 7 м. Мощность обогащенной пачки в целом составляет около 65 м.

В компании Newman принята пересмотренная схема строения пачки Дейлс-Гордж, основанная на предельном с экономической точки зрения обогащении для месторождения Маунт-Уейлбэк и на легкости распознавания границ в пределах рудника. Согласно этой схеме, в состав пачки входит верхняя часть пачки Маунт-Мак-Рей и два низких в разрезе пласта сланцев и кремнистых джеспилитов пачки сланцев Уейлбэк. Эти горизонты легко распознаются на профилях гамма-каротажа скважин, пересекающих пачку Дейлс-Гордж [2].

П а ч к а с л а н ц е в У е й л б э к. Пачка сланцев Уейлбэк образует висячий бок главного рудного горизонта. Эти сланцы в местной стратиграфической схеме расчленены на три зоны: верхнюю зону сланцев (12—25 м), средний пласт кремня (2—7—5 м) и базальную зону сланцев (6—8 м). Базальная зона сланцев включает 5 переслаивающихся пластов сланцев и кремнистых джеспилитов, среди которых два нижних обладают стандартным обогащением и входят в рудное тело. Эти два пласта индексируются как D46 и D47.

Средний пласт кремня не имеет стандартного обогащения, но обычно обладает сильно развитой конволютной слоистостью и поэтому является хорошим маркирующим горизонтом при полевых исследованиях.

Верхняя зона сланцев содержит многочисленные прослои кремня и постепенно переходит в пачку Джоффр. Этот контакт в поле картируется по перелому склона в месте, где переслаивающиеся кремни и сланцы сменяются кремнисто-джеспилитовыми породами. В горных выработках и в керне скважин алмазного бурения в пределах верхней зоны сланцев наблюдается серия слоев массивных светло-зеленых сланцев (мощностью 2—20 см). Самый верхний из них имеет мощность 15 см и располагается примерно на 6 м ниже контакта между пачками сланцев Уейлбэк и Джоффр. Эти слои зеленых глинистых сланцев, в основном иллитового (гидрослюдистого) состава, характеризуются очень крупными пиками на графиках гамма-каротажа.

П а ч к а Д ж о ф ф р. На месторождении Уейлбэк пачка Джоффр представляет собой примерно 240-метровую толщу джеспилита с незакономерно расположенными тонкими пропластками глинистых сланцев, причем правильного чередования пластов не наблюдается. Кровля пачки не вскрыта. Пачка Джоффр местами обогащена гематитом, в особенности в осевых частях синклиналей, где пачка сланцев Уейлбэк образует местный непроницаемый экран. На глубине во многих точках пачка Джоффр по облику руды неотличима от типичного высокосортного гематита пачки Дейлс-Гордж. На большей части территории развития пачки Джоффр наблюдается приповерхностное обогащение на глубину от 2 до 30 м (рис. 1), но оно, как правило, не прослеживается на глубину.

Детальная структура рудной залежи

Общую структуру месторождения Маунт-Уейлбэк правильнее всего представить в виде двух крупных опрокинутых синклиналей широтного простирания, обозначаемых как Восточная и Южная синклинали рудного

тела (рис. 2). Погружение шарнира Восточной синклинали составляет в среднем 5°, а Южной синклинали — 15° на запад. Длина крыльев этих главных структур составляет от 120 до 750 м, причем южное крыло каждой синклинали имеет почти вертикальное, а северное — почти горизонтальное залегание. Основное изменение направления погружения шарнира складки наблюдается у западной оконечности горы Уейлбэк, а локальные изменения меньшего масштаба довольно обычны почти повсюду. На крыльях главной складки отмечаются паразитные складки, имеющие левостороннее кулисообразное расположение; эти складки, как правило, асимметричны и запрокинуты на север, причем их осевые плоскости имеют южное падение под углом от 20 до 40°, субпараллельное осям главных складок. Встречаются примеры опрокинутых изоклинальных складок, в особенности в области главного антиклинального «носа». Паразитные складки имеют большое практическое значение, так как с ними связано значительное увеличение мощности главного рудного горизонта. В противоположность этому утолщению, в особенности характерному для вертикальных крыльев главных складок, на субгоризонтальных крыльях наблюдается резкое утонение. Такое утонение может быть связано с процессом рудообразования, но его структурное положение говорит о тектоническом происхождении.

Установлены три четкие зоны трещиноватости: по одной в субгоризонтальных крыльях Восточной и Южной синклиналей и еще одна — в остаточном субгоризонтальном крыле следующей крупной синклинали к югу от месторождения. Зоны трещиноватости имеют юго-западное падение, субпараллельное осевым плоскостям крупных складок.

Складкообразование ранее связывалось с сильными напряжениями сжатия, направленными с юга [1], и обусловленным им поднятием купола Силвания. Возможно, однако, что типичные асимметричные, сильно запрокинутые складки района горы Уейлбэк возникли в результате гравитационного оползания осадков. В то время как формировались эти структуры высокого порядка, осадки железорудной формации Брокмен на северных субгоризонтальных крыльях крупных синклиналей подвергались напряжениям скалывания. Считают, что эти крылья представляли собой потенциальные поверхности послойного скольжения и срыва, но до развития зон скалывания напряжения в основном рассеивались благодаря пластическому течению.

Маунт-Уейлбэк представляет собой разбитый сбросами остаток железорудной формации Брокмен, отчлененный на ее северном ограничении главным сбросом Маунт-Уейлбэк. Этот нормальный сброс восток-северо-восточного простирания прослеживается на 40 км и имеет вертикальное смещение, оцениваемое цифрой 500—900 м, в результате чего формация Джирина приведена в соприкосновение с железорудной формацией Брокмен. Сброс фланкируется серией субпараллельных второстепенных сбросов с меньшими амплитудами (в пределах от 15 до 180 м). Все плоскости сбрасывателей падают на юг под углами 65—75°. Северо-западная часть Маунт-Уейлбэк представляет собой отдельный структурный блок, отсеченный от основного блока Уейлбэк тремя небольшими сбросами.

Типы руд и генезис оруденения

Все железные руды Маунт-Уейлбэк произошли в результате селективного выщелачивания джеспилита. Это наблюдается во многих обнажениях, где отдельные рудные горизонты можно проследить по простиранию до их постепенного перехода к безрудному джеспилиту.

Гематитовые руды. Гематит Маунт-Уейлбэк крепкий, слабо полосчатый (что отражает первичную полосчатость джеспилитов среднего масштаба) и обладает пористостью около 20%. Он более массивен и менее порист в бо-

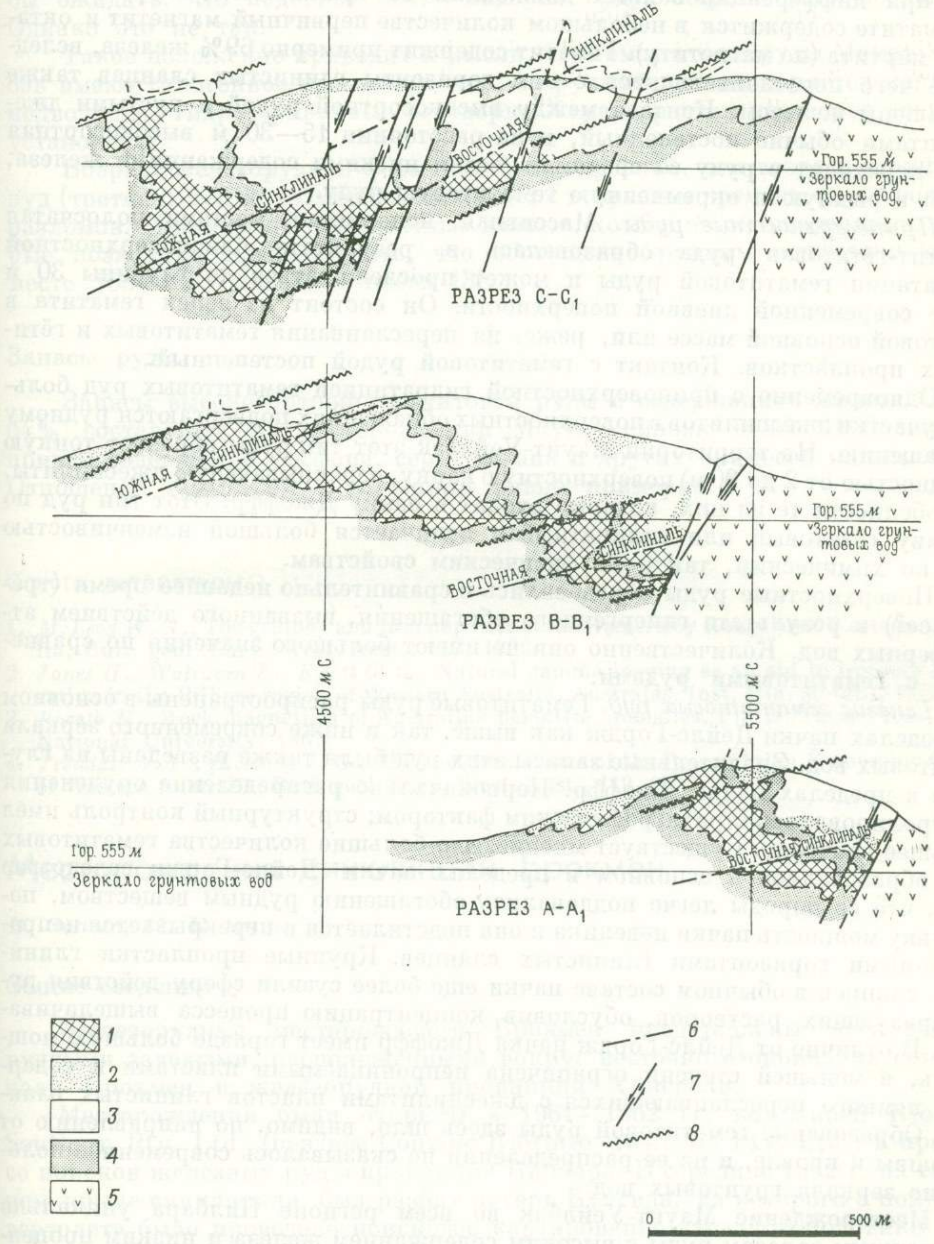


Рис. 2. Разрезы через рудные тела месторождения Маунт-Уейлбэк.

1 — высокосортная гематитовая руда (среднее содержание > 64% Fe); *2* — низко- и среднесортная руда (54—62% Fe); *3* — джеспилит; *4* — глинистый сланец; *5* — амфиболиты и глинистые сланцы; *6* — оси главных синклиналей; *7* — разрывные нарушения; *8* — зоны трещиноватости.

лее глубоких частях рудного тела, где гематит частью мобилизован и перекристаллизован. Часть полосчатых руд брекчирована, вероятно, в результате разрушения обогащенных железом пропластков в процессе выщелачивания или при дифференцированных движениях во время складкообразования. В гематите содержится в небольшом количестве первичный магнетит и октаэдры мартита (по магнетиту). Гематит содержит примерно 69% железа, вследствие чего переслаивающиеся с ним горизонты глинистых сланцев также обогащены железом. Контакт между высокосортной рудой и пустыми джеспилитами обычно постепенный, и на расстоянии 15—30 м высокосортная руда переходит в руду со средними, затем низкими содержаниями железа, потом в рыхлую и окремненную гематитовую руду.

Приповерхностные руды. Массивная, непористая, местами полосчатая гематит-гётитовая руда образовалась в результате близповерхностной гидратации гематитовой руды и может прослеживаться до глубины 30 м ниже современной дневной поверхности. Он состоит из зерен гематита в гётитовой основной массе или, реже, из переслаивания гематитовых и гётитовых пропластков. Контакт с гематитовой рудой постепенный.

Одновременно с приповерхностной гидратицией гематитовых руд большие участки джеспилитов в поверхностных обнажениях подвергаются рудному обогащению. На территории Маунт-Уейлбэк этот тип руды образует тонкую (мощностью от 2 до 30 м) поверхностную корку, перекрывающую джеспилиты, в особенности те из них, которые входят в пачку Джоффр. Этот тип руд по составу гётитовый или силикатный и отличается большой изменчивостью как по химическим, так и по физическим свойствам.

Поверхностные руды образовались в сравнительно недавнее время (третичное?) в результате гипергенного обогащения, вызванного действием атмосферных вод. Количественно они не имеют большого значения по сравнению с гематитовыми рудами.

Генезис гематитовых руд. Гематитовые руды распространены в основном в пределах пачки Дейлс-Гордж как выше, так и ниже современного зеркала грунтовых вод. Значительные запасы этих руд были также разведаны на глубине в пределах пачки Джоффр. Первоначально распределение оруденения контролировалось стратиграфическим фактором; структурный контроль имел меньшее значение. Существует мнение, что большие количества гематитовых руд образовались в основном в пределах пачки Дейлс-Гордж вследствие того, что ее породы легче поддавались обогащению рудным веществом, поскольку мощность пачки невелика и она подстилается и перекрывается непроницаемыми горизонтами глинистых сланцев. Крупные пропластки глинистых сланцев в обычном составе пачки еще более сузили сферу действия рудообразующих растворов, обусловив концентрацию процесса выщелачивания. В отличие от Дейлс-Гордж пачка Джоффр имеет гораздо большую мощность, в меньшей степени ограничена непроницаемыми пластами и содержит немного переслаивающихся с джеспилитами пластов глинистых сланцев. Образование гематитовой руды здесь шло, видимо, по направлению от подошвы к кровле, и на ее распределении не сказывалось современное положение зеркала грунтовых вод.

Месторождение Маунт-Уейлбэк во всем регионе Пилбара уникально по крупным запасам руды с высоким содержанием железа и низким процентом фосфора, залегающей ниже зеркала грунтовых вод. В структурном отношении оно не отличается чертами, которые выделяли бы его среди других месторождений района как область, особенно благоприятную для рудообразования, если не считать близости к крупному разлому, простирающемуся вдоль всего северного края возвышенности.

Во всей провинции приповерхностные руды формировались главным образом на толщах джеспилитов в разных количествах, причем их гипергen-

ное происхождение не обусловило приуроченности к особым стратиграфическим или структурным горизонтам. Если считать руды Маунт-Уейлбэк просто конечным продуктом длительного гипергенного процесса, можно было бы ожидать, что подобные месторождения будут широко распространены. Однако это не так.

Такое положение приводит к мысли, что гематитовые руды Маунт-Уейлбэк имеют гипогенное происхождение, а крупный разлом является каналом, подводящим гидротермальные растворы. Характер этих растворов точно не установлен.

Возраст железорудной формации более древний, чем возраст вторичных руд (третичный?), и, возможно, совпадает с возрастом времени формирования разломов. Имеются палеомагнитные данные, хотя и не окончательные, которые позволяют предположить, что обогащение рудным веществом имело место 1500-1600 млн. лет назад [3].

Запасы руды

Запасы высокосортной гематитовой руды с содержанием железа свыше 64% составляют на месторождении Маунт-Уейлбэк более 1000 млн. т, причем содержания фосфора, серы, титана и других примесей минимальны. Отношение кремнезем : алюминий равно примерно 2 : 1.

Список литературы

1. *McLeod W. N.*, The geology and iron deposits of the Hamersley Range area Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., 117, 1966.
2. *Jones H., Walraven F., Knott G. G.*, Natural gamma logging as an aid to iron ore exploration in the Pilbara region of Western Australia, Australas. Inst. Min. Metall., 1972.
3. *Porath H.*, Rock magnetism of Australian hematite orebodies, Ph. D. Thesis, Australian National University, 1967.
4. *Trendall A. F., Blockley J. G.*, The iron formations of the Precambrian Hamersley Group of Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., 119, 1970.

Месторождения синклинали Брокмен

В. Эванс, П. Клинт

Общие сведения

Железорудные месторождения Брокмен представлены несколькими рудными залежами, расположенными вокруг восточного окончания синклинали Брокмен в железорудной провинции Хамерсли.

Месторождения были открыты в 1961—1962 гг. компанией Riotinto Southern Pty. Ltd. (позднее Conzinc Riotinto Australia Pty. Ltd.) в процессе поисков железных руд в провинции Пилбара. В середине 1962 г. на северном крыле синклинали был разбит лагерь Булгида, из которого с помощью вертолета было проведено поисковое картирование западной половины провинции. Результатом этого явилось открытие рудного тела Маунт-Том-Прайс.

Месторождения Брокмен-1 и Брокмен-4 были опробованы в 1962 и 1963 гг. компанией Conzinc Riotinto Australia Pty. Ltd., после чего исследования были сосредоточены на Маунт-Том-Прайс. Дополнительная оценка

W. J. Evans, Senior Geologist, Hamersley Exploration Pty. Ltd, (HEP); *P. Clint*, Project Geologist, HEP.

месторождений была проведена компанией Hamersley Exploration после 1968 г.

Господствующим элементом рельефа провинции является гора Брокмен, имеющая высоту 1114 м и возвышающаяся над окружающей местностью на 580 м. Местная топография определяется массивом устойчивых к выветриванию пород формации Брокмен и в меньшей степени формации Марра-Мамба. Другие железорудные формации в местах, где они обнажаются, слагают низкие холмы или хребты. В дотретичное и третичное время всю территорию провинции Хамерсли занимали широко распространенные латеритные образования (латеритная поверхность Хамерсли).

Начиная с позднетретичного времени новый цикл эрозии обнажил значительную часть поверхности Хамерсли в юго-западной части провинции. Во внутренней части провинции, ограниченной выходами пород формации Марра-Мамба, обрамляющими синклиналь Брокмен, размыв латеритной поверхности сдерживался устойчивостью пород этой формации к воздействию регрессивной эрозии. Около рудных тел происходил снос обломочного материала и развившихся на них лимонитов и калькретов, в результате чего отчетливо выявились взаимоотношения рудных тел с латеритной поверхностью.

Региональная геология

Стратиграфия. Месторождения железных руд приурочены к железорудным формациям Брокмен и Марра-Мамба группы Хамерсли, имеющей нижнепротерозойский возраст. Стратиграфический разрез описан Трендаллом (см. статью в начале этого раздела).

Структура. Синклиналь Брокмен представляет собой крупную региональную структуру шириной 13—20 км и длиной 80 км. Рудные тела Брокмен встречаются в восточной половине синклинали, там, где ее ось протягивается в восток-северо-восточном направлении и погружается на юго-запад. Образование синклинали относится к офтальманскому периоду складчатости, центр проявления которой располагался юго-восточнее. Складчатость господствующего широтного направления осложнена складчатыми структурами север-северо-восточного направления, относящимися к периоду складчатости Роклеа с центром проявления на юге провинции.

Вдоль флангов синклинали в породах железорудных формаций развиты небольшие складки волочения разного масштаба: от структур с амплитудами в десятки метров до мелкой ряби. Кроме того, интенсивная местная складчатость слоистых пород может приводить к появлению зон дробления.

В районе Брокмен разломы доминирующего направления датируются как более поздние, чем период офтальманской складчатости. Эти разломы имеют северо-западное простирание, а смещение пород по ним с юго-западной части синклинали достигает 2 км.

Минерализация

В пределах синклинали Брокмен минерализация в большей или меньшей степени характерна для всех железорудных формаций группы Хамерсли. Главные рудные тела приурочены к формации Брокмен; минерализация в пределах этой формации встречается преимущественно в пачке Дейлс-Гордж и реже в перекрывающей пачке Джоффр. В формации Марра-Мамба встречаются многочисленные мелкие рудные тела, распространенные по периферии синклинали.

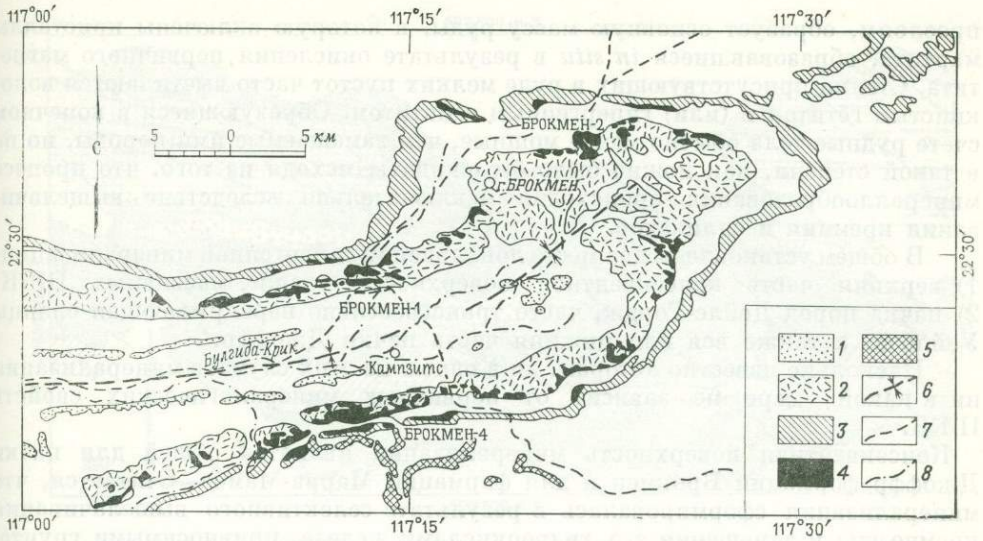


Рис. 1. Геологическая карта района синклинали Брокмен.

1 — железорудная формация Булгида; *2* — железорудная формация Брокмен; *3* — железорудная формация Марра-Мамба; *4* — слоистый гематит; *5* — лимонит; *6* — синклиналь; *7* — дорога; *8* — ручей.

Минерализация в провинции Хамерсли, по-видимому, формировалась в результате двух различных процессов, приводящих к образованию двух четко различающихся типов рудных тел: гематитовых и гематит-гётитовых.

Типичными можно считать гематитовые рудные тела Том-Прайс и Уейлбэк. Порат [1], основываясь на результатах палеомагнитного изучения этих двух рудных тел, пришел к заключению, что минерализация приурочена к раннепротерозойским породам. Это подтверждается геологическими фактами, которые позволяют предполагать, что формирование минерализации происходило на большой глубине. В частности, установлена массовая перекристаллизация гематита вблизи внедрившихся долеритовых даек, в которых минерализация полностью отсутствует даже в непосредственной близости от минерализованных зон. Кроме того, самые большие глубины, на которых отмечена высокая степень минерализации, зафиксированы ниже огромной толщи неминерализованных полосчатых железистых кварцитов (ПЖК). Руды в этих телах почти полностью состоят из гематита. Мартит, там, где присутствует, погружен в тонкозернистую гематитовую основную массу. Однако обычно гематит перекристаллизован в агрегат ангедральных зерен, в котором стерты все следы первичных минералов и структуры.

Месторождения Брокмен и большинство рудопроявлений провинции Хамерсли относятся к категории гематит-гётитовых рудных тел. Как правило, руды здесь состоят из мартита и призматического гематита, заключенного в криптокристаллическую гётитовую основную массу. И мартит, и призматический гематит можно рассматривать как реликты первичных ПЖК. Гётит развивается по силикатам и карбонатам.

Наиболее вероятным генезисом рудных тел можно считать гипергенное обогащение первичных ПЖК. Внутри железорудной формации Брокмен масштабы минерализации колеблются от образования тонких железистых пленок до залежей мощностью 150 м, как на месторождении Брокмен-4 — самом крупном из группы рудных тел Брокмен.

Минерализация ПЖК сопровождалась привносом железа и одновременным выносом кремния. В рудах сохраняется четко выраженная тонкая полосчатость, унаследованная от ПЖК. Гётит, развивающийся по кремнистым

прослоям, образует основную массу руды, в которую включены кристаллы мартита, образовавшиеся *in situ* в результате окисления первичного магнетита. Стенки присутствующих в руде мелких пустот часто выстилаются волокнистым гётитом и (или) гипергенным гематитом. Образующиеся в конечном счете рудные тела обычно менее мощные, чем замещаемые ими породы, но не в такой степени, как можно было бы ожидать, исходя из того, что процесс минералообразования происходил исключительно вследствие выщелачивания кремния и силикатов.

В общем установлены два места локализации гипергенной минерализации: 1) верхняя часть консеквентной поверхности толщи массивных ПЖК; 2) пачка пород Дейлс-Гордж, часто трансгрессивно перекрывающая сланцы Уейлбэк, а также вся или нижняя часть пачки Джоффр.

Насколько известно авторам, ни в одном из этих случаев минерализация ни в какой мере не зависит от первичных минералогических свойств ПЖК.

Консеквентная поверхность минерализации является общей для пачки Джоффр формации Брокмен и для формации Марра-Мамба. Считается, что минерализация сформировалась в результате селективного выщелачивания кремнезема и замещения его гидроокислами железа, привносимыми грунтовыми водами, которые удерживаются в аллювии и выветрелых доломитовых сланцах, перекрывающих железорудные формации. Во многих случаях в результате бурения в окрестностях Брокмена обнаруживалось, что минерализация выклинивается на глубине от 30 до 100 м ниже консеквентной поверхности. Полагают, что это соответствует положению уровня грунтовых вод или эффективному базису выщелачивания кремния. Доломиты Уиттенум, являющиеся главным водоносным горизонтом в провинции, перекрывают железорудную формацию Марра-Мамба, и их положение, по-видимому, определяет локализацию руд в этой формации.

Другая благоприятная для минерализации обстановка отмечается на более нижних топографических и структурных уровнях, вдоль гряд выходов по простиранию пород формации Брокмен. Оруденение по всей площади его распространения установлено на небольшой глубине, приурочено к третичной поверхности Хамерсли и в редких случаях перекрывается мощной толщей неминерализованных ПЖК.

Локализация оруденения контролируется, вероятно, несколькими факторами. Проявляется приуроченность минерализации к синклинальным прогибам, которые, возможно, определяют пути движения грунтовых вод. В некоторых местах минерализация связана с зонами разломов, которые также могут служить путями проникновения растворов. Кроме того, как упоминалось выше, топографически более низкие части выходов по простиранию пород формации Брокмен обычно в большей или меньшей степени также минерализованы, в чем проявляется тесная связь этого типа минерализации с латеритной поверхностью Хамерсли и с процессом латеритизации.

Рудные тела

Брокмен-4. Месторождение Брокмен-4 представлено главной рудной линзой, находящейся среди прерывистой серии рудных залежей внутри формации Брокмен, которая протягивается почти на 10 км вдоль южного крыла синклинали Брокмен (рис. 2).

Рудное тело погружается в северном направлении под углом 35—50°. Одновременно в том же направлении идет заметное увеличение складчатости волочения, развитой в северо-западном секторе месторождения и относящейся к офтальманскому периоду складкообразования. Северо-западные напра-

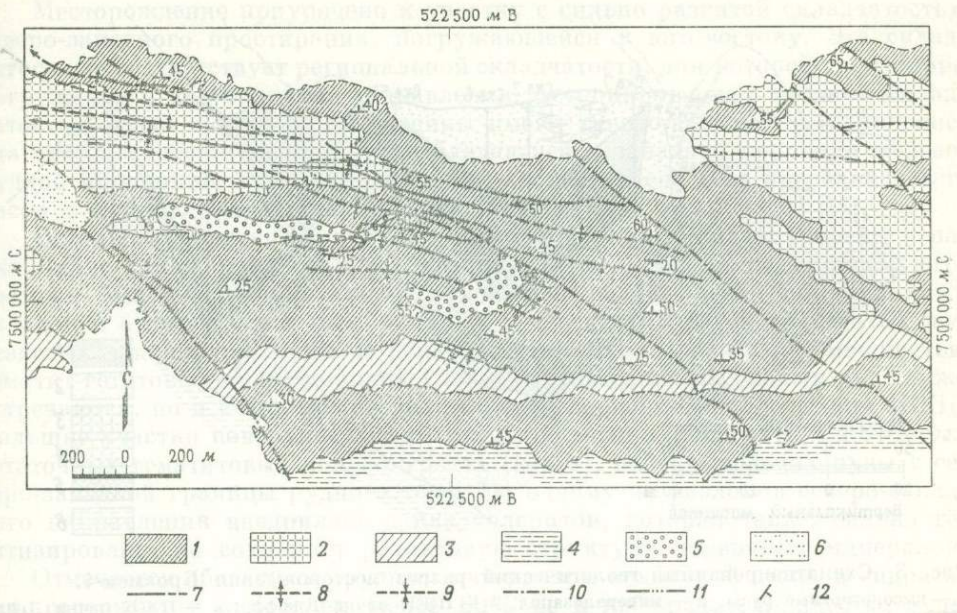


Рис. 2. Общий геологический план месторождения Брокмен-4.

1 — слоистый гематит; *2* — ПЖК пачки Джоффр; *3* — минерализованные сланцы Уейлбэк; *4* — сланцы Маунт-Мак-Рей; *5* — канга; *6* — щебнистая осыпь; *7* — геологическая граница; *8* — антиклиналь; *9* — синклиналь; *10* — долеритовая дайка; *11* — долеритовый силл; *12* — простирание и падение.

вления вообще наиболее характерны для этой части синклинали. По некоторым разломам внедрялись долеритовые дайки.

Минерализация пачек Дейлс-Гордж и Джоффр полностью, а сланцев Уейлбэк частично представлены гётитом.

Длина рудного тела примерно 2,5 км, ширина 1 км, а мощность, по данным бурения, в среднем 60 м. Было зарегистрировано несколько подсечений рудного тела глубокими скважинами, как это показано на рис.3. Самый верхний горизонт мощностью 20 м представлен низкосортной рудой со средним содержанием Fe 57,5% и базальным бортовым содержанием 60%. Это соответствует уровню гидратации гематит-гётитовых руд и развитию «почвенного» горизонта. Ниже этой верхней зоны залегает высокосортная руда со средним содержанием Fe 62,5% и с бортовым содержанием более 60% по верхней и нижней границам горизонта.

Запасы высокосортной руды превышают 300 млн. т; средний химический состав руды (в %):

Fe	SiO_2	Al_2O_3	P	П.п.п.
62,5	3,0	2,1	0,136	5,0

Большой вес потерь при прокаливании (п. п. п.) обусловлен гётитовым составом руд; содержание фосфора несколько выше нормального для гематит-гётитовых руд провинции Хамерсли.

Минерализация уменьшается в направлении неминерализованного лежачего бока полосчатых железистых кварцитов (ПЖК) сравнительно быстро, нередко переходя рубеж 60% Fe через 6—10 м по вертикали. Вдоль северной части месторождения крупный долеритовый силл, образующий лежачий бок рудного тела, ограничивает распространение минерализации в южном направлении.

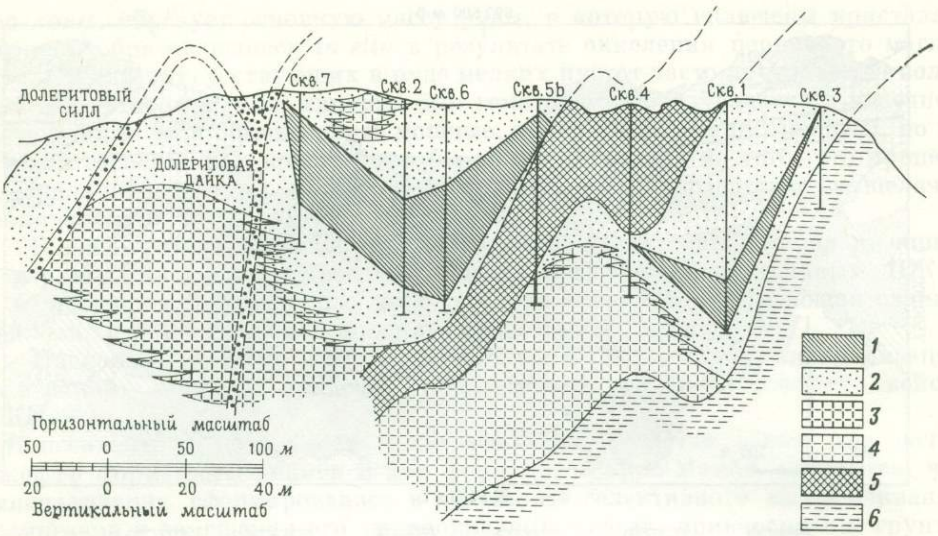


Рис. 3. Схематизированный геологический разрез месторождения Брокмен-4.
1 — высокосортные руды; *2* — минерализация; *3* — ПЖК пачки Джоффр; *4* — ПЖК пачки Дейлс-Гордж; *5* — сланцы Уейлбэк; *6* — сланцы Маунт-Мак-Рей.

Брокмен-2. Месторождение Брокмен-2 представлено двумя рудными линзами, расположенными в северной части синклинали. Они разделены потоком, глубоко врезавшимся в породы железорудной формации Брокмен и обнажившим подстилающие ПЖК. Минерализация распространена от уровня долины на северо-западе до высоты 200 м над уровнем долины в юго-восточной части.

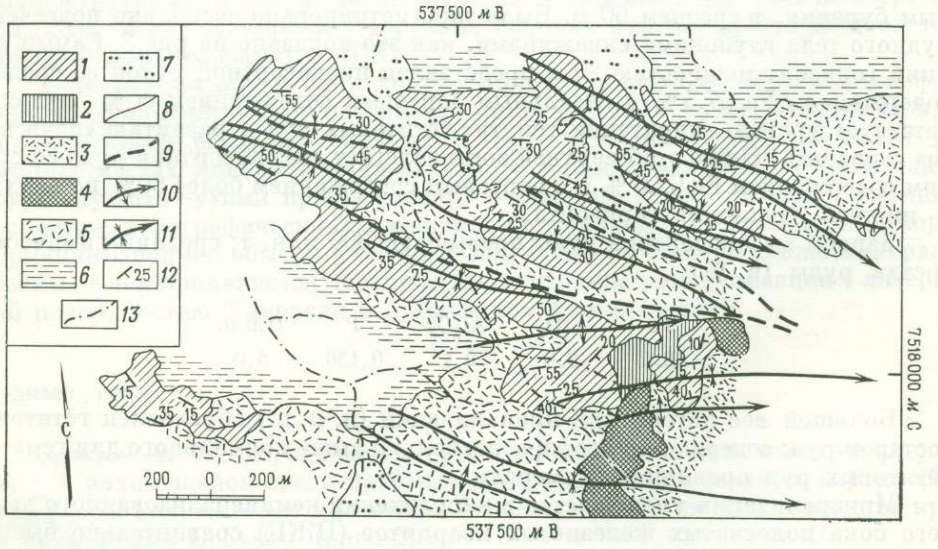


Рис. 4. Общий геологический план месторождения Брокмен-2.
1 — полосчатый гематит; *2* — минерализованные сланцы Уейлбэк; *3* — ПЖК пачки Джоффр; *4* — неминерализованные сланцы Уейлбэк; *5* — ПЖК пачки Дейлс-Гордж; *6* — сланцы Маунт-Мак-Рей; *7* — щебнистая осыпь; *8* — геологическая граница; *9* — разрывные нарушения; *10* — погружение антиклинали; *11* — погружение синклинали; *12* — падение и простирание слоистости; *13* — водотоки.

Месторождение приурочено к участку с сильно развитой складчатостью северо-западного простирания, погружающейся к юго-востоку. Эта складчатость не соответствует региональной складчатости, для которой характерно погружение в юго-западном направлении. Ассоциирующие с местной складчатостью резко выраженные трещины имеют северо-западное направление. Эта система трещин является преобладающей в западной половине железорудной провинции Хамерсли, широко распространена в ее пределах и согласна с направлением местной складчатости.

Остальные участки гематит-гётитовой минерализации приурочены к пачке Дейлс-Гордж и небольшому участку пачки Джоффр на крайнем юго-востоке. Минерализация обычно отмечается вблизи осей синклинальных складок и отсутствует в антиклинальных частях складок в полосчатых железистых кварцитах. Руды в обнажениях тонкополосчатые с мощностью гематит-гётитовых полос порядка 1 см. Участки более массивных руд также встречаются, но и в них можно видеть следы первичной полосчатости ПЖК. Большие участки поверхностной гётитизации можно наблюдать в некоторых остаточных гематитовых конгломератах (канга), перекрывающих руды у северо-западной границы рудного тела. По одному из разломов северо-западного направления внедрилась дайка долеритов, которая также сильно гётитизирована, но сохраняет реликтовую структуру первичных минералов.

Отмечается обогащение рудным материалом невысокой степени гидратации, содержащим в среднем менее 60% Fe и небольшое количество руды с содержанием железа более 60%. Средний состав руд зоны, содержащей более 60% Fe, следующий (в %):

Fe	SiO_2	Al_2O_3	P	П.п.п.
63,4	2,2	1,6	0,097	5,2

Брокмен-1. Это месторождение представлено серией рудных линз среди пород железорудной формации Брокмен, расположенных в северной части синклинали на протяжении 7 км. Главная рудная линза имеет длину около 1600 м, ширину 1000 м и среднюю мощность 30 м.

Все рудные тела имеют падение на юг и не различаются по внутренней структуре. Разломы северо-западного направления с небольшим смещением с запада и востока ограничивают месторождение, а некоторые небольшие разломы того же направления отмечаются и внутри рудных тел.

Минерализация приурочена к самым нижним слоям пачки Джоффр и ко всей пачке Дейлс-Гордж. Встречающиеся в них слои сланцев Уейлбэк в большей или меньшей степени гётитизированы.

Запасы высокосортных руд составляют около 50 млн. т. Руды имеют следующий средний состав (в %):

Fe	SiO_2	Al_2O_3	P	П.п.п.
63,3	2,9	1,5	0,115	4,8

Благодарности

Эта статья опубликована с разрешения компании Hamersley Iron Pty. Ltd. Авторы благодарят за содействие многих геологов, работающих на месторождениях, в особенности Д. Р. Джонса.

Список литературы

1. *Porath H.*, Palaeomagnetism and the age of Australian hematite orebodies, Earth and Planetary Science Letters, 2, 409-414, 1967.

Маунт-Том-Прайс, железорудная провинция Хамерсли

У. Джильом

Общие сведения

Рудное тело Маунт-Том-Прайс вытянуто в широтном направлении на 7 км и имеет ширину до 1,6 км (в среднем 0,6 км). Оно располагается в пределах двух крупных синклиналей и частично занимает разделяющую их антиклиналь. Основание северной синклинали в общем находится несколько выше, чем основание южной синклинали, что создает общий наклон рудного тела на юг и видимую его мощность более 150 м. Запасы по высоким категориям, оцененные по данным бурения, дают цифры в 610 млн. т руды с содержанием 62,6% Fe. Добыча по данным на конец 1972 г. составила 134 млн.т. с содержанием 61,8% Fe.

Месторождение Маунт-Том-Прайс расположено в центре железорудной провинции Хамерсли в 1130 км к северу от Перта и в 320 км к востоку от Онслоу и имеет координаты 117°45′ в.д. и 22°45′ ю.ш.

Открытие месторождения геологами Бернсом и Уитчером из компании Conzinc Riotinto of Australia (C.R.A.) в сентябре 1962 г. было результатом систематических региональных поисковых работ, проводившихся этой компанией в западной и центральной частях провинции Хамерсли после того, как Л. Дж. Ханкок в 1961 г. обнаружил в этом районе месторождения лимонита [2]. Освоение месторождения началось в 1965 г., и в августе 1966 г. первый транспорт руды был отправлен из нового порта Дампир. С этого времени стало продолжаться расширение как рудника, так и порта, что позволило поднять производительность до 22,5 млн. т в 1972 г.

Климат района полузасушливый. Среднегодовое количество осадков (за период с 1965 г.) составляет 34,3 см (с крайними значениями 16,6 и 71,6 см). Температура колеблется от средней максимальной 38,3° С в январе до средней минимальной 8,3° С в июле. Характерна в основном низкорослая редкая растительность, представленная ксерофитным кустарником, распространенным преимущественно по склонам холмов, лишенных почвенного покрова. Водотоки, сухие на поверхности, скрыты зарослями мульгаскраба и приречного камедного дерева.

Рельеф в основном определяется геологическим строением коренных пород. Складчатые железистые кварциты образуют высокие гряды, заканчивающиеся крутыми обрывистыми уступами высотой до 300 м. Эти гряды представляют собой останцы миоценовой (?) «поверхности Хамерсли», пережившей за это время поднятие и второй цикл выветривания. Более древние вулканогенные толщи, выходящие в ядрах антиклиналей, образуют волнистый мелкосопочный рельеф с высотами отдельных сопок до 300 м над окружающей равниной.

Омоложенные водотоки глубоко прорезали устойчивые железистые кварциты, образовав ущелья с крутыми стенками, придающие особую живописность пейзажу. Уровни грунтовых вод, по данным бурения скважин на воду, располагаются в 50—100 м ниже поверхности равнины.

Стратиграфия группы Хамерсли в районе Маунт-Том-Прайс

В данном районе развиты только нижние части разреза группы Хамерсли, а остальная его часть эродирована.

W. R. Gilhome, Senior Geologist, Hamersley Iron Ore Pty. Ltd. Публикуется с разрешения компании.

Формация Марра-Мамба. Эта толща сложена в основном полосчатыми железистыми кварцитами (ПЖК), среди которых распространены пропластки кремнистых и магнетитовых образований, придающие толще характерную четковидную текстуру. Хотя мощность отложений в районе Маунт-Том-Прайс не измерялась, согласно описаниям [6], она составляет 200 м, и ее можно разделить на четыре отдельные зоны, в число которых входят (снизу вверх): примерно 70 м кремнистых ПЖК, 10—30 м глинистых сланцев, 70 м ПЖК и 7—16 м марганцовистых ПЖК с примесью сланцев.

Доломит Уиттенум. Доломит Уиттенум, согласно перекрывающий железорудную формацию Марра-Мамба, слагает северный склон горы Маунт-Том-Прайс. Измеренная мощность верхней, более богатой прослоями сланцев пачки составляет 170 м и превышает мощность этих отложений на горе Силвия, составляющую 70 м [3]. Измерить мощность нижней существенно доломитовой части разреза не представлялось возможным, но можно предположить, что она превышает 100 м.

Формация Маунт-Силвия. Эта формация легко распознается благодаря присутствию трех пластов устойчивых ПЖК, выделяющихся среди более мягких сланцев: она прослеживается вдоль северной, восточной и южной чатей рудного тела. ПЖК имеют темно-синюю до черной окраску, их мощность достигает максимум 6 м, снижаясь минимально до 2 м. Пласты ПЖК разделены двумя пластами сланцев мощностью 3 и 16 м.

Сланцы Маунт-Мак-Рей. Сланцы Маунт-Мак-Рей имеют мощность 90 м, залегают согласно на формации Маунт-Силвия и образуют подошву рудного тела в большей его части. Они слагают большую часть пологих осыпных склонов ниже уступов, сложенных формацией Брокмен. Вблизи кровли толщи имеются прослойки кремней и доломитов, а слойки глинистого сланца здесь изогнуты и напоминают ленточные глины.

Железорудная формация Брокмен. Это наиболее мощная и самая молодая формация среди отложений группы Хамерсли, распространенных в районе Маунт-Том-Прайс. Формация делится на четыре пачки, из которых в данном районе известны только три нижние. Они описаны снизу вверх в последующих подразделах.

Пачка Дейлс-Гордж. В этой пачке сосредоточена вся руда, составляющая, однако, небольшую часть разреза. Представленная чередованием слоем (макропластов) ПЖК и сланцев пачка Дейлс-Гордж детально описана Трендаллом и Блокли [6]. Эти удивительно выдержанные пласты легко распознаются на всей территории рудного тела, и каждый из них обозначен своим индексом, принятым на руднике (рис. 5). Мощность пачки, измеренная на горе Неймлесс (Безымянной), в 1 км к северу от рудного тела, по северному ее уступу, составила 180 м, в то время как в типовом разрезе Уиттенум она равна 156 м.

Пачка сланцев Уейлбэк. Эта пачка сложена переслаивающимися пластами кремней и сланцев, и для нее особенно характерно наличие двух мощных (7 м) пластов кремня вблизи подошвы. В некоторых местах эти пласты путали с породами формации Маунт-Силвия, что приводило к неверному пониманию геологического строения. Мощность пачки, замеренная в разрезах к югу от рудного тела, составляет 67 м.

Пачка занимает положение висячего бока рудного тела, приуроченного к пачке Дейлс-Гордж, за исключением участков, удаленных по разломам. Обнажения вдоль границ рудного тела редки, и о контакте пачек Дейлс-Гордж и Маунт-Уейлбэк известно немного. Однако отложения сланцев Уейлбэк прослеживаются между рудными образованиями пачки Дейлс-Гордж и пачки Джоффр к югу от центральной части рудного тела.

Пачка Джоффр. Это самая мощная пачка формации Брокмен, развитая в самой верхней части гряды к югу от рудного тела. Она развита здесь

не в полном объеме, однако мощность ее можно оценить, по имеющимся указаниям, более чем в 330 м. Пачка состоит почти полностью из ПЖК с тонкими прослоями сланцев, обогащенных стильпномеланом [5]. Попыток корреляции сланцев на месторождении Маунт-Том-Прайс не делалось.

Долериты. Дайки тонко- и среднезернистых долеритов рассекают осадочные толщи к югу от рудного тела, местами образуя висячий бок. Кое-где долериты располагаются по плоскостям сместителей разломов, но перемещения соседних пластов при этом не наблюдается. Очень редко встречаются долериты среди самого рудного тела.

Структура

Большая часть рудного тела располагается на северном крыле обширного синклинория, на коротком расстоянии к югу от оси синклинали Маунт-Тернер (рис. 1). Два хорошо выделяющихся на местности параллельных гребня широтного простирания образовались благодаря наличию этого синклинория. На северном гребне господствующей высотой является гора Маунт-Том-Прайс. Выходы на поверхность отложений нижней части разреза формации Брокмен вдоль северного и южного крыльев этой складки отстоят друг от друга на 3000 м. В пределах синклинория крылья падают под углами порядка

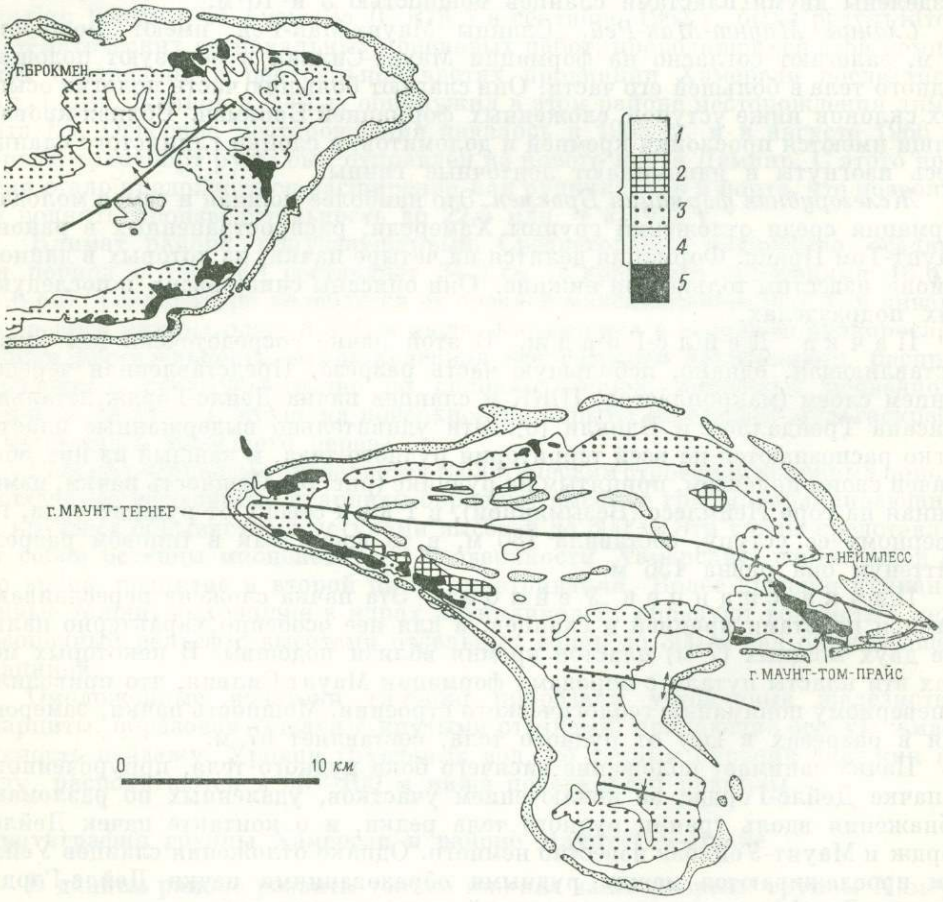


Рис. 1. Геологическая карта, показывающая распространение железорудных формаций в пределах синклинали Маунт-Тернер.

Протерозой, надгруппа Маунт-Брюс, группа Хамерсли: *1* — формация Булгида, *2* — формация Уилли-Уолли, *3* — формация Брокмен, *4* — формация Марра-Мамба; *5* — гематит.

30° в соответствии с общим падением крыльев синклинали Маунт-Тернер. Антиклинали и синклинали в пределах рудного тела не имеют общей ориентировки и обычно располагаются кулисообразно. Оси их погружаются под углами 30° на запад и 15° на восток (соответственно на западном и восточном флангах Маунт-Том-Прайс). Крылья главных складок осложнены второстепенными складками.

Складчатость в целом стрельчатого типа. Складки в основном компетентные, но с более интенсивно нарушенной складчатостью южной части рудного тела, где наблюдается пластичное течение и даже инъекции сланцев, откартированы изоклинальные и перевернутые складки.

Крупные разломы в пределах рудного тела ограничиваются одним широтным нормальным сбросом (с падением плоскости сбрасывателя на юг), который обрезает выходы гематита на юге. Южный блок тектонически опущен почти на 100 м, что обусловливает контакт пустых отложений пачки Джоффр с отложениями пачки Дейлс-Гордж.

В противоположность прежним взглядам [2,4] в настоящее время установлено, что этот сброс не ограничивает оруденение, так как бурение на опущенном блоке выявило наличие руды по всему разрезу пачки Дейлс-Гордж под перекрывающими ее сланцами Уейлбэк и отложениями пачки Джоффр.

Стратиграфическое распределение руды

Рудное тело почти полностью приурочено к отложениям пачки Дейлс-Гордж, относящейся к железорудной формации Брокмен. Локальные участки оруденения в пачке Джоффр составляют ничтожную часть общих запасов. Выходы рудного тела на поверхность и его структура показаны на рис. 2 и 3. Там, где разрез пачки Дейлс-Гордж минерализован, наблюдается заметное сокращение ее мощности, причем это характерно как для железорудных, так и для сланцевых макропластов. Расчетная мощность, полученная в результате картирования по выходам и по данным бурения, составляет приблизительно 90 м. Неуверенность в определении мощности связана с тем, что по верхней части пачки надежные данные отсутствуют.

На рис. 4 сопоставляется разрез рудной пачки Дейлс-Гордж в Маунт-Том-Прайс и лишенный минерализации стратотипичный разрез этой пачки в Уиттенум. Размещение 16 пластов сланцев (от S1 до S16) в этой пачке такое же, как в стратотипе, и, хотя их мощность на месторождении меньше, они хорошо коррелируются с ним.

Правильное расположение пластов сланцев и их выдержанность позволяют разделить рудную пачку Дейлс-Гордж на пять стратиграфических зон, которые можно рассматривать и как рудные зоны, поскольку содержание железа в каждой из них различно. В связи с этим выделение и прослеживание пластов сланцев — задача первостепенной важности для рудничной геологии, что достигается при помощи картирования по выходам и гамма-каротажа скважин. На каротажных диаграммах фиксируются колебания в содержаниях урана и тория в сланцах, благодаря чему каждый пласт дает на них пик характерной формы. Типичная каротажная диаграмма приведена на рис. 5, где показаны средние мощности рудных зон и свойственные им содержания.

Только в одном месте, к югу от центра рудного тела, руда обнаружена в пределах пачки Джоффр. Оруденение здесь прослеживается более чем на 50 м вниз до пачки сланцев Уейлбэк, и скважины, которые пересекли эту пачку, обнаружили подобное оруденение в подстилающей пачке Дейлс-Гордж.

Гематитовые руды. Основным рудным минералом на месторождении является гематит, второстепенными — гётит и магнетит. В трещинах распо-

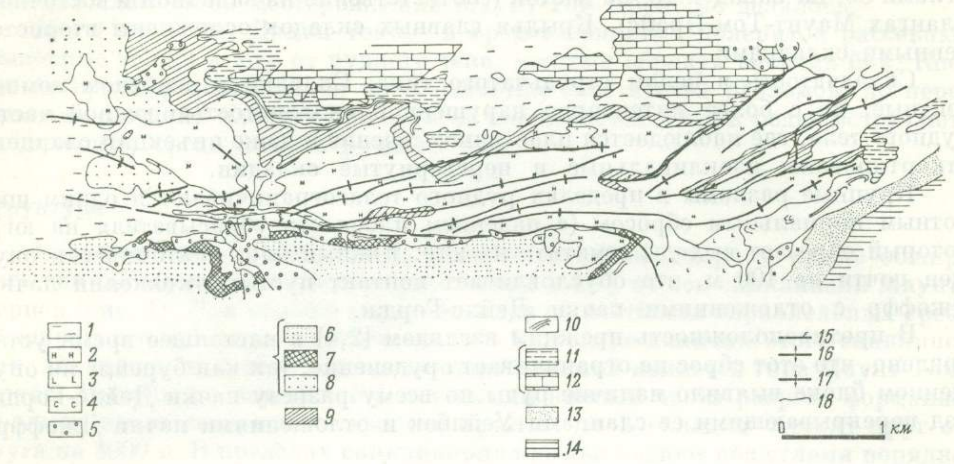


Рис. 2. Геологическая карта рудного тела Маунт-Том-Прайс.

1 — аллювий и осыпные отложения; *2* — гематит; *3* — лимонит; *4* — канга; *5* — латерит; *железорудная формация Брокмен*: *6* — пачка Джоффр, *7* — сланцы Уейлбэк; *8* — пачка Дейлс-Гордж; *9* — сланцы Маунт-Мак-Рей; *10* — формация Маунт-Силвия; *доломиты Уиттенум*; *11* — сланцы, *12* — доломиты; *13* — железорудная формация Марра-Мамба; *14* — формация Джирина; *15* — разрывные нарушения; *16* — оси антиклиналей; *17* — оси синклиналей; *18* — геологическая граница.

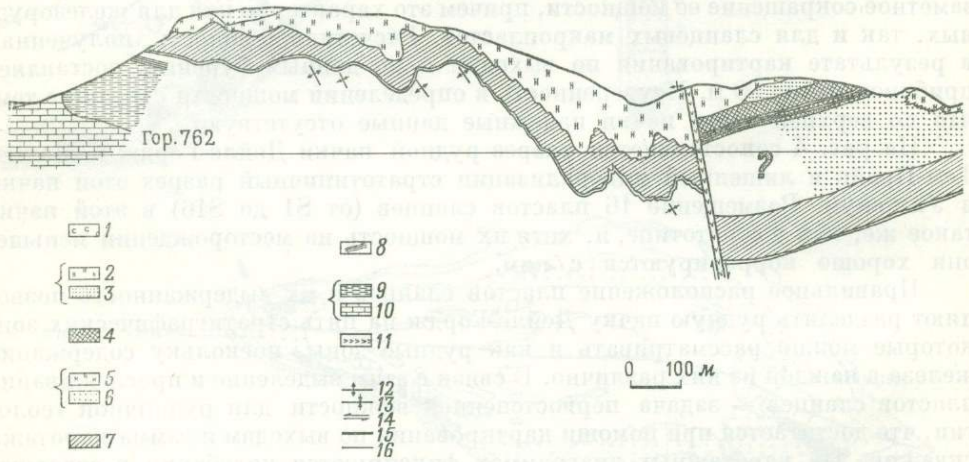


Рис. 3. Геологический разрез.

1 — канга (богатые гематитом сцементированные галечники); *пачка Джоффр*: *2* — гематит-гётитовое оруденение; *3* — безрудные ПЖК; *пачка сланцев Уейлбэк*: *4* — сланцы, кремни, ПЖК, ближе к подошве два маркирующих пласта, местами железорудная минерализация; *пачка Дейлс-Гордж*: *5* — гематитовые руды, *6* — безрудные ПЖК; *сланцы Маунт-Мак-Рей*: *7* — выщелоченные сланцы, кремни, небольшое количество ПЖК; *формация Маунт-Силвия*: *8* — ПЖК, сланцы, кремни, три маркирующих пласта ПЖК, местами железорудная минерализация; *доломит Уиттенум*; *9* — сланцевые фации (включают сланцево-кремнисто-доломитовые, сланцево-кремнисто-гётитовые образования), *10* — доломитовые фации (в основном доломиты); *11* — дайки и силлы долерита; *12* — оси антиклиналей; *13* — оси синклиналей; *14* — относительное смещение по разлому; *15* — разрывные нарушения; *16* — контакты.

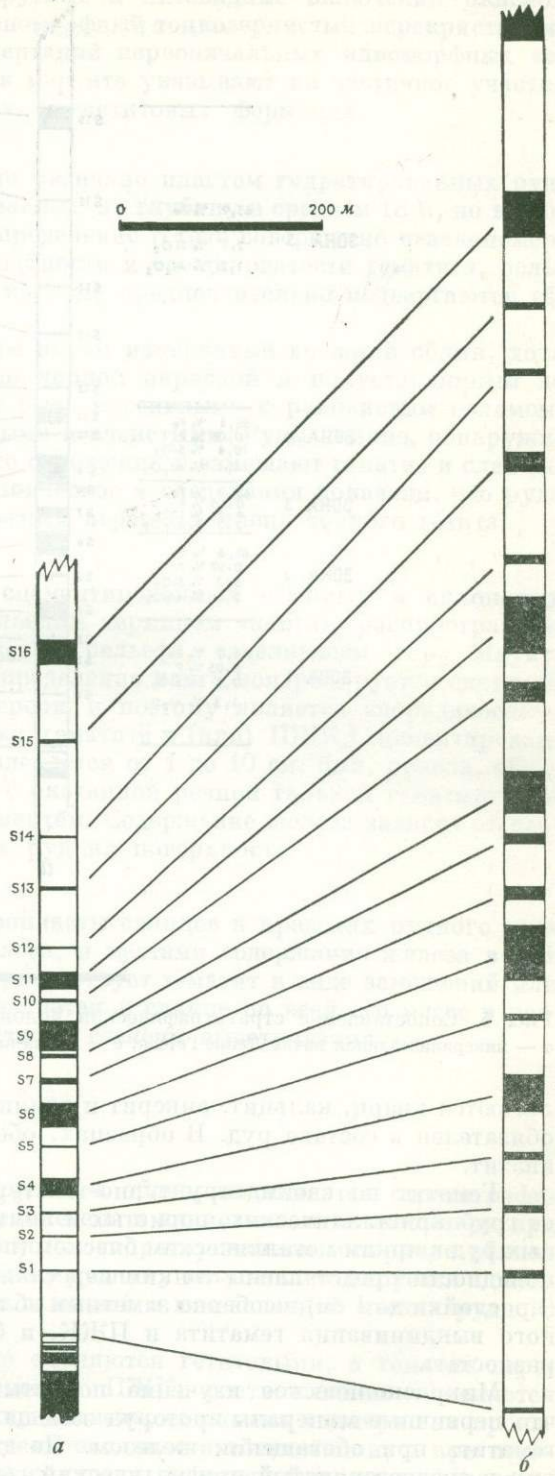


Рис. 4. Сопоставление минерализованного и неминерализованного стратиграфических разрезов пачки Дейлс-Гордж.

а — минерализованный разрез в Маунт-Том-Прайс; *б* — неминерализованный разрез в Уиттенум (по данным Австралийской геологической службы, 1968 г.).

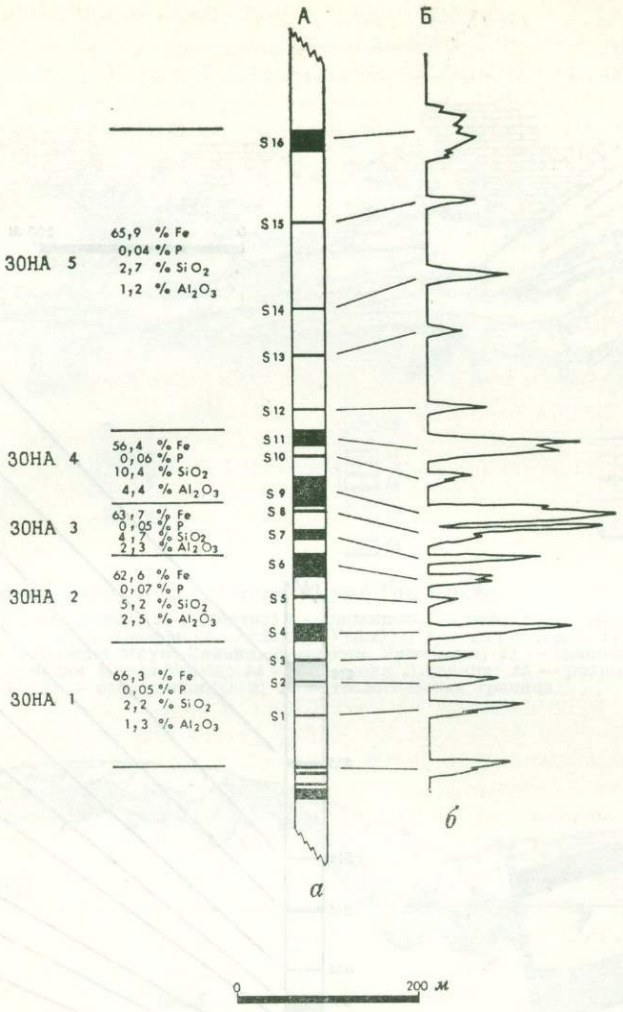


Рис. 5. Сопоставление стратиграфической колонки и гамма-каротажной диаграммы.
а — минерализованная пачка Дейлс-Гордж; *б* — гамма-каротажная диаграмма.

лагаются кварц, кальцит, анкерит и глинистый минерал (7 Å); кварц также обязателен в составе руд. В образцах, обогащенных фосфором, наблюдался апатит.

Гематит по своим структурно-текстурным особенностям образует ряд от грубокристаллических, пористых и ломких руд (пористость 15%) до плотных руд с ярким металлическим блеском (пористость 4%). Две типичные разновидности представлены тонким переслаиванием пористой и плотной руды (прослойки до 1 см), особенно заметным вблизи границы взаимного языковидного выклинивания гематита и ПЖК, и более однородной промежуточной разностью.

Микроскопическое изучение пористых руд позволяет предположить, что первичные минералы проторуд замещались ксеноморфными кристаллами гематита при обогащении железом. Позднее произошла перекристаллизация в среднезернистый призматический гематит, вероятно, при участии новых порций железа, поступивших в систему [1]. Перекристаллизация могла бы объяснить исчезновение полосчатости, что хорошо видно в образцах.

Плотная руда содержит округлые и нитевидные включения окислов железа (лимонита и гётита) и ксеноморфный тонкозернистый перекристаллизованный гематит. Реликты очертаний первоначальных идиоморфных зерен магнетита и следы пластинок мартита указывают на частичное участие в их происхождении первичных магнетитовых формаций.

Гётитовые руды. Рудное тело увенчано пластом гидратированных руд, в основном гётитовых, прослеживаемым на глубину в среднем 18 м, но в трогах синклиналей — до 50 м. Распределение гётита совершенно незакономерное и подчиняется плоскостям спайности и трещиноватости гематита, рельефу и наличию пластов сланца, которые предпочтительно подвергаются гётитизации.

Низкосортные гётитовые руды имеют изменчивый внешний облик, хотя в основном отличаются бурой до черной окраской и полустеклянным до стеклянного блеском. Они могут быть массивными с раковистым изломом, радиально-лучистыми, пизолитовыми и ячеистыми. Руды ломкие, обнаруживают полосчатость коллоидального отложения и замещают гематит и сланцы. Дифрактометрическое и микроскопическое исследования показали, что руда состоит в основном из колломорфных агрегатов очень тонкого гётита.

Канга. Небольшие залежи сцементированных осыпных и склоновых отложений, обозначаемых бразильским термином «канга», распространены вдоль южных границ в понижении рельефа, отделяющем гору Маунт-Том-Прайс от южной гряды. Распределение канга контролируется системой стока древней поверхности Хамерсли и поэтому является спорадическим. Руды представляют собой обломки гематита и (или) ПЖК, сцементированные гётитом. Размер обломков колеблется от 1 до 10 см; был, правда, обнаружен гематитовый конгломерат с окатанной речной галькой гематита размером до 20 см и гематитовым цементом. Содержание железа зависит от расстояния до выходов гематитовых руд на поверхность.

Ожелезненные сланцы. Макропласты сланцев в пределах рудного тела частично замещены окислами железа, и местами содержание железа в них достигает 50% и более. Иногда присутствует гематит в виде замещений или прослоев в сланце. Гётит распределяется в сланце по всей его массе в различных количествах в зависимости от степени выветривания.

Химический состав руд

Распределение основных примесей в общем подчиняется стратиграфическому контролю. Содержание кремнезема и глинозема, а также потери при прокаливании в сланцах и в землистом гидратированном материале вблизи поверхности высокие. Фосфор по всему рудному телу концентрируется в сланцах и в структурных понижениях в южной и юго-западной частях рудного тела.

Гематитовые руды постепенно сменяются гётитовыми, а гематит переходит в не подвергшиеся оруденению ПЖК; соответственно изменяется и химический состав. Содержания кремнезема, глинозема и потери при прокаливании возрастают по мере роста интенсивности гётитизации, а при переходе от гематита к ПЖК вдоль той же стратиграфической единицы возрастает содержание одного лишь кремнезема. В табл. 1 приводятся типичные сокращенные анализы гематита, гётита, ПЖК и сланца.

Таблица 1

Сокращенные анализы различных типов руд и пород (в %)

	Fe	SiO_2	Al_2O_3	P	П.п.п.
Гематит	68,0	1,07	0,47	0,024	0,94
Гётит	58,2	4,90	2,79	0,064	8,36
ПЖК	32,1	48,90	0,71	0,024	1,42
Сланец	44,9	15,91	12,16	0,136	6,3

Заключение

Границы рудного тела определяются местными структурными и стратиграфическими особенностями. Массивная гематитовая минерализация ограничена почти исключительно пачкой Дейлс-Гордж формации Брокмен.

В результате этого верхняя и нижняя границы рудного тела четко отбиваются по контактам с пачками сланцев Маунт-Мак-Рей и Уейлбэк. Имеются участки, на которых минерализация, по-видимому, контролируется более мощными пластами сланцев пачки Дейлс-Гордж, ограничивавшими рудообразование снизу и сверху. На юго-востоке, юго-западе и северо-западе рудное тело по простиранию замещается безрудными ПЖК. Характер южной границы не выяснен, но, вероятно, и там происходит скорее замещение ПЖК, чем срезание рудного тела сбросом.

Полагают, что оруденение сопровождало формирование древней поверхности Хамерсли. Складчатость в хрупких ПЖК привела к образованию разрывов и трещин, обусловивших свободное просачивание грунтовых вод. Эти растворы, обогащенные железом, растворяли и удаляли кремнистый компонент ПЖК и вносили железо. Перекристаллизация оставшихся на месте минералов в большей или меньшей степени привела к образованию гематита различной структуры. Доказательством этого процесса служит характер границ ПЖК и гематита (где пласты кремня постепенно переходят в пласты гематита), уменьшение мощности минерализованных формаций и структуры замещения, наблюдаемые под микроскопом.

Обогащение, видимо, ограничивалось выходящими на поверхность крыльями синклиналей и было обусловлено перемещением грунтовых вод по простиранию железорудных формаций к крупным структурным понижениям.

Гётитизация является более молодым процессом, при котором гидратация гематитовых руд была обусловлена действием поверхностных вод при современном климатическом режиме.

Список литературы

1. *Ayres D. E.*, The hematite ores of Mt. Tom Price and Mt. Whaleback, Hamersley iron province, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 238, 1971.
2. *Campana B., Hughes F. E., Whitcher I. G., Muceniekas E.*, Discovery of the Hamersley Iron Deposits, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 210, 1964.
3. *De la Hunty L. E.*, 1 : 250 000 Geol. Series explan. Notes Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., SF/50-11, 1965.
4. *Macleod W. N.*, The geology and the iron deposits of the Hamersley Range area, Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., No. 117, 1966.
5. *Trendall A. F.*, The Joffre Member in the gorges south of Wittenoom, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1968, 1969.
6. *Trendall A. F., Blockley J. G.*, The iron formation of the Precambrian Hamersley Group, Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., No. 119, 1970.

Парабурду и Кудайдери (в сравнении с месторождением Маунт-Том-Прайс провинции Хамерсли)

Дж. Болдуин

Парабурду

Общие сведения. Хребет Парабурду, хорошо выделяющийся в рельефе, образует южную границу железорудной провинции Хамерсли. Он сложен полосчатыми железистыми кварцитами, с многочисленными выходами слоистых железорудных образований. Рудник расположен в 56,3 км к юго-западу от Маунт-Том-Прайс и имеет координаты 23°14′ ю. ш. и 117°35′ в. д. Абсолютная высота равнины составляет 343,7 м.

Два наиболее крупных рудных тела, 4 Восток и 4 Запад, были разведаны до категории достоверных запасов, а две меньшие по размерам площади оценены по данным поисковых скважин ударного бурения в период с 1968 по 1969 г.

Потенциальные запасы всех категорий составляют 700 млн. т руды с содержанием более 60% Fe. В их число входят: 1) 411 млн. т высокосортных руд, разведанных до категории достоверных в двух главных месторождениях, с содержанием 63,6% Fe, 3,1% SiO_2, 2,5% Al_2O_3, 0,076% P и 2,8% п. п. п.; 2) 108 млн. т высокосортных руд, оцененных по данным оценочного бурения в трех месторождениях, с содержанием 62,9% Fe, 3,5% SiO_2, 2,7% Al_2O_3, 0,097% P и 3,6% п. п. п.; 3) 181 млн. т высокосортных руд по оценочным данным в тринадцати других месторождениях с расчетным содержанием 60—62% Fe.

Формы рельефа на площади месторождения определяются литологией и тектоническим строением коренных пород. Выходы железистых кварцитов образуют изогнутый гребень, простирающийся в западном направлении. Его длина примерно 32,2 км, ширина от 1,0 до 2,1 км. Уклон склона южной экспозиции контролируется падениями коренных пород, а северный склон в свою очередь характеризуется наличием крутых скал. Превышение над поверхностью равнины составляет 122—244 м.

Ландшафт гребня определяется сочетанием покрытых твердой корой выветривания округлых холмов, образовавшихся в третичное время, и таких же холмов, образовавшихся в результате современной эрозии. Вследствие эрозии в пределах гребня возникло несколько второстепенных, ориентированных по простиранию гряд. Этот процесс продолжает активно развиваться и приводит к образованию на склонах главного хребта многочисленных мелких оврагов и нескольких широких, заполненных осадками ущелий с плоским днищем. Русла потоков в течение большей части года остаются сухими.

Стратиграфия. Вдоль хребта Парабурду обнажаются три группы пород, образующие нижнепротерозойскую надгруппу Маунт-Брюс.

Наиболее древняя из них — группа Фортескью — сложена основными лавами, пирокластическими породами, песчаниками и глинистыми сланцами. Все эти породы прорваны силлами долеритов. Эти толщи слагают склоны и область пониженного рельефа к северу от главного хребта. Группа Хамерсли, залегающая согласно на отложениях группы Фортескью, состоит из

J. T. Baldwin, Senior Geologist, Bougainville Copper Ltd., formerly Chief Geologist, Hamersley Iron Exploration Ltd.

переслаивающихся полосчатых железистых кварцитов (ПЖК), глинистых сланцев и доломитов и слагает главный хребет; в верхней части группы отмечаются внедрения долеритовых силлов. Самая молодая группа, Уиллоу, сложена обломочными осадочными породами, обнажающимися вдоль подножия южных склонов главного хребта и подстилающими равнинную область, расположенную к югу от главного хребта.

Четыре формации, входящие в группу Хамерсли, имеют первостепенное значение в экономической оценке месторождения Парабурду.

Железорудная формация Марра-Мамба слагает узкую северную гряду и состоит из двух горизонтов ПЖК, разделенных кремнистыми отложениями. ПЖК имеют характерную для кремнистых прослоев желтую до зеленой окраску и типичные линзовидные и четковидные текстуры.

Железорудная формация Брокмен включает четыре согласно залегающие пачки и имеет наибольшую мощность. Она слагает среднюю, наиболее широкую часть гряды и представляет собой продолжение тех же самых в литологическом отношении образований, которые обнажаются на Маунт-Том-Прайс и Кудайдери.

Пачка Дейлс-Гордж представлена переслаивающимися семнадцатью пластами ПЖК и шестнадцатью пластами глинистых сланцев с включениями прослоев кремня и сидеритов (S). На расстоянии 12,9 км к юго-востоку от Парабурду имеется разрез, в котором измерена мощность пачки, составляющая 135,2 м. Этот разрез коррелируется по распределению пластов и по мощности с типовым разрезом в Уиттенум и со средней мощностью разреза во всей провинции. В нижней части неминерализованной пачки, обнажающейся на северо-западном борту ущелья Севен-Майл-Крик, прослеживаются пласты сходного расположения и мощности.

Пачка Уейлбэк сложена в основном сланцами, но ближе к подошве в ней наблюдаются два маркирующих горизонта ПЖК. В пределах Парабурду увязаны три разреза, по которым сделаны точные замеры. Один из них расположен в 12,9 км в сторону, два других представляют собой геолого-разведочные расчистки для опробования. В среднем разрез можно представить в следующем виде:

WS[1] 3 (кровля)	30,5—61,0 м, глинистый сланец, кремень
WПЖК 2	4,6— 6,1 м, ПЖК
WS 2	3,0— 6,1 м, глинистый сланец
WПЖК 1	1,5— 3,0 м, ПЖК
WS 1	3,0— 4,6 м, глинистый сланец

[1] WS — Whaleback Shale (пачка сланцев Уейлбэк). — *Прим. перев.*

Пачка Джоффр состоит из серых ПЖК, с тонкими прослойками глинистого сланца. Мощность пачки меньше средней по провинции, особенно на западе.

Пачка сланцев Яндикугина в основном распространена в покрытых осыпями областях низменного рельефа на южном склоне хребта. Литологически она близка к верхней части пачки сланцев Уейлбэк. Рассматриваемая пачка представляет собой ослабленную зону, и в ряде мест в нее внедрились долериты.

Формация Уилли-Уолли согласно залегает на породах формации Брокмен и слагает южные склоны хребта, где образовалась серия узких гряд, заложенных по простиранию пород.

Долериты, внедрившиеся в верхней части формации Брокмен и формации Уилли-Уолли, представляют собой почти согласные пологосекущие силлы; в других формациях — это дайки, занимающие полости трещин и разломов.

Структура. Рассматриваемая область прилегает к южному краю провинции, где интенсивно развита складчатость и крупные перемещения по разломам.

Ориентированная по простиранию пород гряда представляет собой сильно складчатое южное крыло региональной структуры — погружающейся на юго-восток антиклинали Беллари. В настоящее время это крыло сильно разрушено эрозией. Наблюдаются местные складки волочения как крупного, так и мелкого масштаба. Общее падение составляет 40—60° на юг.

Стратиграфические подразделения дислоцированы крупными сбросами и взбросами. Плоскости сбрасывателей либо представлены зонами окремнения, долеритами, резкими стратиграфическими скачками и (или) изменениями мощности либо замаскированы оруденением. Трещины четко проявляются благодаря дайкам долеритов, заполняющих падающую на север систему трещин.

Оруденение. Различаются два типа железорудных месторождений: слоистые и обломочные руды.

Слоистые железные руды. Слоистые железные руды развиты во всех четырех формациях района, но наиболее крупные тела с наиболее высокими содержаниями ограничены железорудной формацией Брокмен.

Вследствие обогащения железорудной формации Брокмен образовались месторождения, в которых две лентообразные линзы гематитовой руды, разделенные более маломощной зоной обедненных руд с примесью глинистых сланцев, залегают, как бы частично перекрывая друг друга. Эти образования сопоставляются с пачками Джоффр, Дейлс-Гордж и сланцами Уейлбэк.

Лежачие бока рудных тел трансгрессивно переходят из одной стратиграфической единицы в другую и секут структуры. На северной окраине месторождения подошвой рудам пачки Дейлс-Гордж служат сланцы Маунт-Мак-Рей; к югу эта граница смещается из глинистых сланцев в слабо обогащенные ПЖК пачки Дейлс-Гордж. На рис. 1 показаны типичные взаимоотношения между оруденением и стратиграфическими подразделениями по данным двух профилей бурения на месторождении 4 Восток.

В богатой руде преобладает гематит, а гётит и лимонит являются второстепенными минералами. Бедные железосодержащие сланцы, располагающиеся среди рудных линз, контролируются стратиграфическим фактором и их положение предсказуемо.

Гематитовые руды голубовато-серые, от массивных до пористых, и их удельный вес в зависимости от металлургического класса колеблется в пределах от 3,4 до 4,3. Сохраняется первичная слоистость. Средние содержания по данным анализов следующие: 64,5—65,6%Fe, 1,8—2,9% SiO_2, 1,3—2,3% Al_2O_3, 2,1—3,9% п.п.п.

Гётит, ассоциирующийся с магнетитом, плотный. Вблизи поверхности развиваются массивные стекловатые или пористые ячеистые разности, которые маскируют первичные осадочные текстуры. Пизолитовые разности могут заполнять пустоты. На сильно минерализованных сланцах, содержащих 46—51% Fe, развивается тонкозернистый, голубоватый до черного, пятнистый гётит.

Землистый лимонит отлагается в полостях вдоль плоскостей наслоения и на плоскостях трещин, образуя пятна в гематите.

Линзы ПЖК обнаруживаются в пределах месторождений в антиклинальных ядрах складок волочения; по простиранию и падению они линзообразно переходят в руду.

В каждом железорудном месторождении удается распознать вертикальную зональность содержаний Fe, с тремя крупными подразделениями *A*,

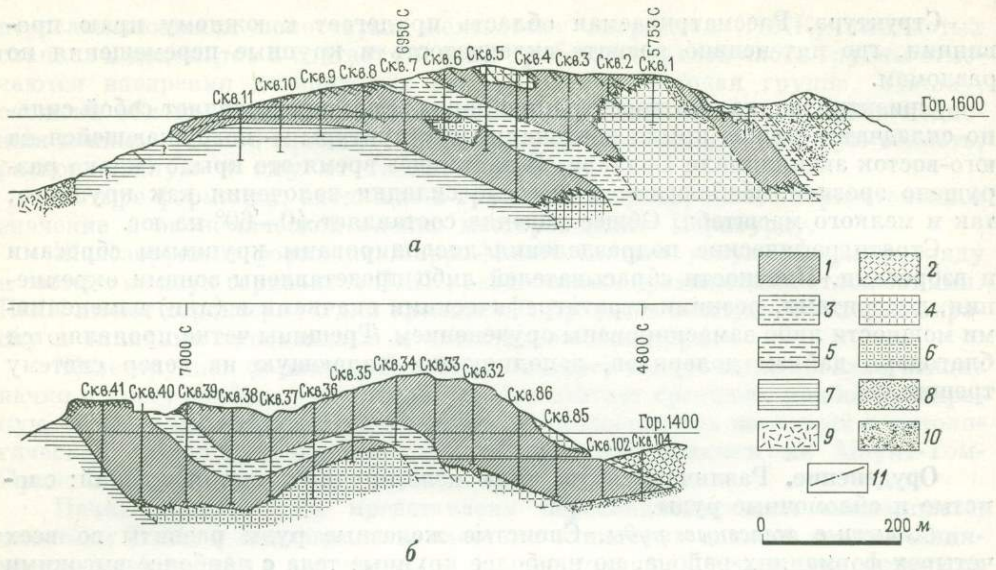


Рис. 1. Взаимоотношения между оруденением и стратиграфическими подразделениями на месторождении 4 Восток, Парабурду.

а — разрез по данным поискового ударного бурения; *б* — разрез 2400 В (данные на май 1969 г.). *1* — гематит, местами у поверхности гидратированный; *2* — формация Уилли-Уолли; *3* — пачка сланцев Яндикугина; *4* — пачка Джоффр (ПЖК); *5* — пачка сланцев Уейлбэк; *6* — пачка Дейлс-Гордж (ПЖК); *7* — формация Маунт-Мак-Рей; *8* — формация Марра-Мамба; *9* — формация Джирина; *10* — долериты; *11* — разрывные нарушения.

В и *С*. Это явление наблюдается в рудных линзах как пачки Джоффр, так и Дейлс-Гордж.

Обломочные железные руды. Разрушение железорудных формаций вследствие эрозии привело к образованию богатого железом обломочного материала, при концентрации которого местами сформировались рыхлые или сцементированные гематитовые галечники.

Месторождения. Месторождение 4 Восток — самое крупное, где был заложен первоначальный карьер. Оно представляет собой удлиненную гряду с превышением относительно равнины 217,6 м в наивысшей точке, длиной 2650 м, шириной от 244 до 914 м. Глубина по вертикали от поверхности до подошвы зоны промышленных содержаний в среднем составляет от 30,5 до 122 м.

Общие запасы по категории достоверных составляют 307 млн. т руды с содержанием 63,6% Fe, 3,0% SiO_2, 2,4% Al_2O_3, 0,079% P, 2,9% п.п.п.

Месторождение 4 Запад располагается в пределах гряды с крутым южным склоном и плоской средней частью; длина гряды 1890 м, ширина 152—670 м, превышение над поверхностью равнины на западном краю 219,9 м. Глубина рудного тела ниже поверхности в среднем составляет от 45,7 до 152,4 м. Наиболее крупный рудный интервал по данным бурения составил 198,1 м.

Суммарные запасы по категории достоверных составляют 105 млн. т высокосортной руды с содержанием 63,6% Fe, 3,1% SiO_2, 2,5% Al_2O_3, 0,071% P, 2,8% п.п.п.

Известно двенадцать других месторождений вдоль южного края северной гряды, сложенной железорудной формацией Марра-Мамба, где руда выходит на поверхность. Минерализация локализуется в верхней части ПЖК вдоль подножия консеквентных склонов. По визуальной оценке руды здесь беднее, чем в железорудной формации Брокмен.

Обломочные руды имеют мощность в пределах от 2,54 до 6,1 м.

Кудайдери

Общие сведения. Железорудные месторождения Кудайдери включают как слоистые железные руды, так и поверхностные обломочные руды. Они располагаются в железорудной формации Брокмен, развитой в пределах срединного плато северо-восточных склонов хребта Хамерсли. Центр рудоносной площади располагается в 80 км к юго-востоку от Уиттенум и имеет координаты 22°32′ ю.ш. и 119°00′ в.д. Превышение над уровнем окружающей равнины составляет 442 м.

Зона оруденения, разделенная ущельями на отдельные месторождения, протягивается на 40 км. Ширина, измеренная по поверхности, достигает 3 км.

В период 1969—1971 гг. геолого-разведочные работы выявили запасы по категории достоверных на двух наиболее крупных месторождениях и установили по данным бурения присутствие руды на нескольких месторождениях меньшего масштаба.

Потенциальные запасы всех категорий составляют 735 млн. т руды со средним содержанием 62,1% Fe. В эту сумму входят: 1) 532 млн. т высокосортных руд, разведанных до категории достоверных на двух месторождениях, с содержанием 62,1% Fe, 2,6% SiO_2, 1,5% Al_2O_3, 0,122% P, 6,1% п.п.п.; 2) 203 млн. т высокосортных руд, оцененных по данным бурения в трех месторождениях, с содержанием 62,1% Fe, 2,7 SiO_2, 1,2% Al_2O_3, 0,131% P, 6,2% п.п.п.; 3) 9,7 млн. т. руд на 1 фут углубления по оценочным данным в двадцати девяти других месторождениях, с расчетным средним содержанием 55—60% Fe.

Северный уступ фаса хребта Хамерсли разделен на две ступени, образовавшиеся вследствие дифференцированного воздействия направленного эрозионного размыва полого падающих на юг формаций, которые обладают различной сопротивляемостью размыву.

Ландшафт этой части хребта Хамерсли определяется сочетанием округлых холмов, покрытых твердой корой выветривания, высотой 305 м над уровнем равнины и закругленных платообразных ступеней. Обе эти формы образовались в третичное время и подверглись эрозии в современную эпоху. В результате эрозии ступени были разобщены на отдельные площади, отчлененные друг от друга широкими, заполненными осадочным материалом ущельями с плоским дном, расположенными вкрест напластования пород.

Стратиграфия. В пределах изучаемой территории обнажается группа Хамерсли. Литологический состав представлен переслаивающимися ПЖК, глинистыми сланцами, кремнями и доломитами. На западном краю площади вдоль разлома обнажается долеритовая дайка.

Поверхностные обломочные отложения на средней ступени формировались, по-видимому, до и в течение третичного периода. В дренирующих долинах развит современный аллювий. Вдоль склонов уступа фаса отлагался коллювий. Местами встречаются силькреты и калькреты. Распространен массивный коллоидальный кремень неустановленного возраста.

Железорудная формация Брокмен слагает самые высокие уровни уступа фаса.

Пачка Дейлс-Гордж образует срединное плато между двумя ступенями. Нормальная ассоциация, развитая здесь, представлена ПЖК и сланцами, но ее мощность меньше, чем средняя по провинции (разрезы Том-Прайс и Парабурду).

Пачка сланцев Уейлбэк обнажается в основании южной высокой ступени. Эта пачка, не несущая оруденения, состоит из трех пластов глинистого сланца и двух пластов ПЖК. Средняя суммарная мощность неминерализованной части разреза оценивается в 21—24 м.

Пачка Джоффр слагает верхнюю часть южной высокой ступени. Литологический состав отложений, не несущих оруденения, представлен ПЖК с прослойками глинистых сланцев. Суммарная мощность близка к средней по провинции.

Структура. Площадь Кудайдери располагается в северной части провинции Хамерсли, характеризующейся слабой складчатостью.

Уступ фаса представляет собой эродированное северное крыло синклинали Яндикугина. Общее падение формаций составляет 5—10° на юг. Наблюдается региональный наклон к востоку.

Перегибы и складки волочения как крупного, так и меньшего масштаба ассоциируются с региональными структурами бассейна. В их число входят антиклинальные, синклинальные и моноклинальные структуры бассейна и куполовидные структуры, параллельные региональным структурам. В целом оси складок не являются продолжением друг друга, так как складки расположены кулисообразно. Погружение осей структур не имеет отчетливой единой тенденции и довольно изменчиво. По фронту уступа фаса хребта оси структур северо-восточного простирания осложнены поперечной складчатостью, которая, видимо, определяет направление секущих ущелий.

Разрывные нарушения привели лишь к незначительным деформациям. Преобладает мелкая трещиноватость. В нескольких местах наблюдаются межформационные текстуры оползания вдоль горизонтов глинистых сланцев или кремней.

Оруденение. Известны два основных типа железных руд: слоистые и обломочные.

Слоистые железные руды. Наиболее важные рудные тела приурочены к пачке Дейлс-Гордж. Верхние горизонты ПЖК пачки сланцев Маунт-Мак-Рей также иногда несут оруденение и в таком случае включаются в состав рудных тел. Незначительное оруденение известно в пачке сланцев Уейлбэк и в пачке Джоффр.

На рис. 2 показаны на схематическом разрезе взаимоотношения оруденения, стратиграфических границ и рельефа на месторождении K75W15S.

Рудные тела представляют собой плоские образования, падающие к югу под углом 5—10°. Они срезаны эрозией поперечно к направлению падения, и в силу этого на севере их мощность меньше, а к югу возрастает до полной стратиграфической мощности. В месторождениях иногда присутствуют безрудные линзы ПЖК.

Поверхность месторождений волнистая; превышения в средней их части составляют 100—119 м над уровнем равнины. В северных и центральных частях месторождений лежачий бок сложен сланцами Маунт-Мак-Рей. К южной границе оруденения он переходит из сланцев в неминерализованные ПЖК пачки Дейлс-Гордж.

Оруденение не распространяется на большую глубину и составляет по данным бурения в среднем 58 м мощности по вертикали. Наиболее мощный интервал оруденения, пересеченный скважинами, составил 168 м.

Руда состоит из пластов, представляющих собой однородную смесь тонкозернистого гематита и тонкозернистого плотного или пористого гётита с различной металлургической характеристикой. Пласты разделены более тонкими ожелезненными пропластками сланцев, которые у поверхности вследствие гидратации превращены в стекловатый гётит.

В пределах рудных тел, как правило, прослеживается сложная вертикальная зональность распределения содержаний железа. Выделяют три зоны: *A*, *B* и *C*. В составе зоны *B* выделяется (довольно произвольно) еще одно подразделение, обозначаемое как зона *M* и представляющее собой

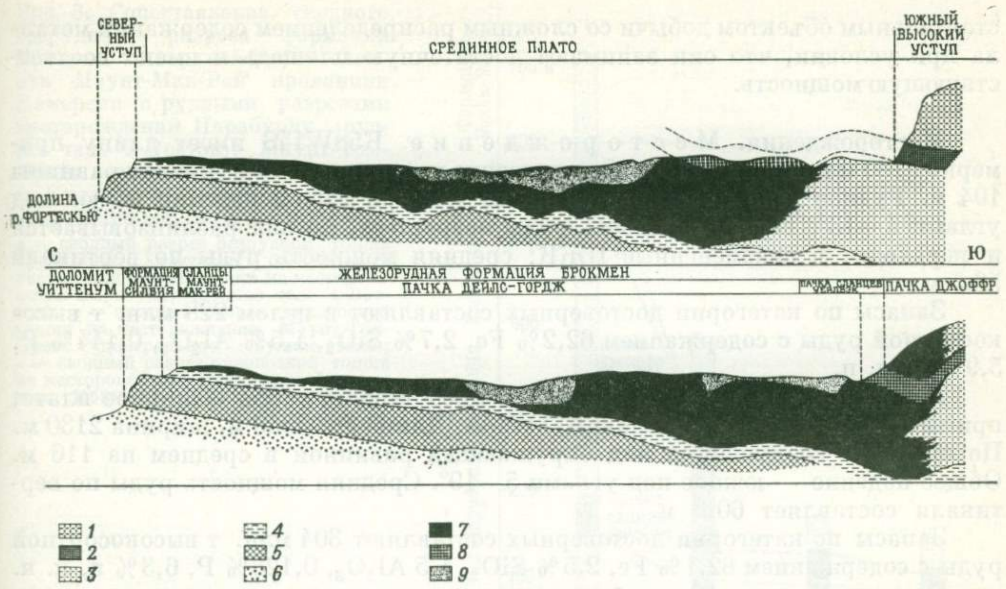


Рис. 2. Схематические разрезы по месторождению K75W15S, показывающие взаимоотношения оруденения со стратиграфическими границами и рельефом.

Вертикальный масштаб оруденения преувеличен.
Неминерализованные стратиграфические подразделения: *1* — пачка Джоффр (ПЖК); *2* — пачка сланцев Уейлбэк; *3* — пачка Дейлс-Гордж (ПЖК); *4* — сланцы Маунт-Мак-Рей; *5* — формация Маунт-Силвия; *6* — доломит Уиттенум. *Оруденение*: *7* — слоистые гематит-гётитовые руды; *8* — оруденелые сланцы Уейлбэк; *9* — обломочные руды.

плохо выдержанное по простиранию образование, в средней части которого более низкие содержания железа обусловлены стратиграфическими причинами (произошло увеличение мощности пластов сланца, в результате чего руда разубоживается). Минеральные компоненты каждой зоны приводятся ниже.

Зона	*Минеральный состав*
A	Стекловатый гётит, небольшое количество гематита, плотный гётит, гётитизированные сланцы, сланцы
B	Срастание гётита и гематита, второстепенные количества плотного гётита, сланцы, гётитизированные сланцы, примесь стекловатого гётита и лимонита
M	Сланцы, гётитизированные сланцы, срастание гётита и гематита
C	Сланцы, гётитизированные сланцы, плотный гётит и срастание гётита и гематита

Гематитовые руды зоны *B* подразделяются на отдельные типы в зависимости от минерального состава и характеристик хрупкости. Выделяется семь разностей, включающих десять типов, изменяющихся от твердых (полосчатый и массивный гематит-гётит, дробленый и местами вторично сцементированный типы) через промежуточные (полосчатый, дробленый и вторично сцементированный типы) до мягких (полосчатый порошковатый или плитчатый гематит). Наблюдается определенная закономерность в вертикальном распределении этих типов, при этом порошковатые руды всегда подстилают более твердые разновидности.

Обломочные железные руды. В число этих руд входят вторичные поверхностные образования, представляющие собой смесь несцементированных галек гематита, гётита и ПЖК, железистых пизолитов и сцементированных пород типа канга и пизолитового гётита. Обломочные руды являются само-

стоятельным объектом добычи со сложным распределением содержаний металла при условии, что они занимают достаточную площадь и имеют соответствующую мощность.

Месторождения. Месторождение K58W14S имеет длину примерно 5180 м и ширину 2130 м, превышение поверхности над уровнем равнины 104 м. Рудное тело простирается на восток при общем падении на юг под углами 4—13°. К югу мощность руды возрастает, но она разлинзовывается и переходит в неизмененные ПЖК; средняя мощность руды по вертикали 53,5 м.

Запасы по категории достоверных составляют в целом 228 млн. т высокосортной руды с содержанием 62,2% Fe, 2,7% SiO_2, 1,5% Al_2O_3, 0,144% P, 5,9% п. п. п.

Месторождение K75W15S представляет собой обширное плато, примыкающее к месторождению K75W14S. Длина его 3960 м, ширина 2130 м. Поверхность возвышается над окружающей равниной в среднем на 116 м. Общее падение — южное под углами 5—19°. Средняя мощность руды по вертикали составляет 60,0 м.

Запасы по категории достоверных составляют 304 млн. т высокосортной руды с содержанием 62,1% Fe, 2,5% SiO_2, 1,5 Al_2O_3, 0,128% P, 6,3% п. п. п.

Остальные месторождения меньше по размерам, содержания железа в них менее 60%. В целом по площади Кудайдери запасы железной руды составляют 1 млрд. т с содержанием 50—60% Fe.

Сравнительная характеристика строения и генезиса слоистых руд Парабурду и Кудайдери и месторождения Маунт-Том-Прайс

По генезису слоистые руды относят к остаточным, образовавшимся благодаря удалению SiO_2 из первичных ПЖК и дополнительному поступлению железа из подземных вод.

Полевые взаимоотношения. *Стратиграфия.* На изучаемой площади наблюдается прямая корреляция между безрудными и рудоносными толщами. Руды приурочены к пачкам ПЖК формации Брокмен, а также к верхней пачке кремней сланцев Маунт-Мак-Рей. На рис. 3 сопоставляются три рудоносных разреза со сводным разрезом безрудных отложений провинции Хамерсли.

Выдержанные по простиранию пропластки сланцев в нижней рудной линзе на месторождении Парабурду сопоставляются с комплексом сланцев и ПЖК из типового и локального разреза безрудной пачки Дейлс-Гордж и с рудными сланцевыми отложениями пачки Дейлс-Гордж на месторождениях Кудайдери и Маунт-Том-Прайс.

Изменение мощности в стратиграфических колонках при сопоставлении безрудных и рудоносных разрезов. Сравнивая рудоносные и местные безрудные разрезы пачки Дейлс-Гордж на месторождениях Парабурду, Кудайдери и Маунт-Том-Прайс, можно заметить, что рудоносные разрезы имеют меньшую мощность, по-видимому, вследствие того, что часть разреза была удалена.

Разрез	*Стратиграфическая мощность, м*	*Разница в мощности,*	
		м	*%*
Парабурду:			
рудный	91,9	43,3	32,1
безрудный	135,2		
Кудайдери:			
рудный	73,5	41,1	35,8
безрудный	114,6		

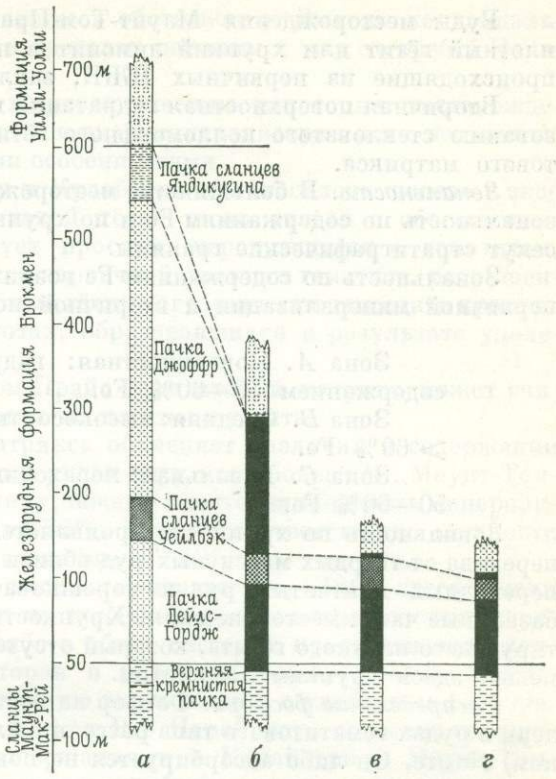


Рис. 3. Сопоставление сводного безрудного разреза формации Брокмен и верхней пачки сланцев Маунт-Мак-Рей провинции Хамерсли с рудными разрезами месторождений Парабурду (рудное тело 4 Восток), Маунт-Том-Прайс (центральное рудное тело) и Кудайдери (слоистые рудные тела K58W14S и K75W15S).

а — сводный разрез безрудной толщи провинции Хамерсли; *б* — сводный разрез рудоносной толщи на месторождении Парабурду (рудное тело 4 Восток); *в* — сводный разрез рудоносной толщи на месторождении Маунт-Том-Прайс (центральное рудное тело); *г* — сводный разрез рудоносной толщи на месторождении Кудайдери (рудные тела K58W14S и K75W15S).

Для сравнения с рудным разрезом пачки Джоффр (мощность 148,2 м в Парабурду) не удалось найти безрудного аналога.

Структура. Рудные тела располагаются в зонах, отличающихся в структурном отношении большей сложностью по сравнению с соседними.

Рельеф. Все месторождения обнажаются на древней остаточной поверхности Хамерсли. Слепые рудные тела не обнаружены. Оруденение быстро выклинивается вниз по падению, переходя в неизмененные породы, перекрытые безрудны . первичным чехлом в Парабурду и Кудайдери.

Геохимические и минералогические особенности. Высокосортные руды Кудайдери (со средним содержанием 62% Fe, 6,0% п. п. п. и высоким содержанием 0,12% P) считаются типичными для рассматриваемой железорудной провинции. Руды месторождения Маунт-Том-Прайс (с содержанием 64% Fe, 1,8% п. п. п. и менее 0,05% P) являются аномальными. Промежуточное положение занимают высокосортные руды Парабурду со средним содержанием 63,6% Fe, 3,0% п. п. п. и 0,076% P. Эти данные включают также пропластки сланцев и приводятся только для зоны *B*.

Минералогическая классификация руд вполне отвечает их химическим свойствам. Гематитовые руды Кудайдери представляют собой тонкое срастание гематита (в виде мартита и железного блеска) и плотного гётита в зоне твердых руд. В зоне порошковатых руд пористый гематит ассоциируется с хрупким лимонитом. В результате руда имеет полосчатое строение, напоминая этим ПЖК; в ней чередуются слои гематит-гётитовой, плотной гётитовой или гематит-лимонитовой и хрупкой лимонитовой руды.

Гематитовые руды Парабурду (мартитовые) представлены твердым плотным гётитом и хрупким лимонитом, но они содержатся в меньших количествах, чем в рудах Кудайдери.

Руды месторождения Маунт-Том-Прайс состоят только из гематита; плотный гётит или хрупкий лимонит в них отсутствуют. Зерна мартита, происходящие из первичных ПЖК, заключены в гематитовом матриксе.

Вторичная поверхностная гидратация гематитовых руд приводит к образованию стекловатого колломорфного гётита, отличного от плотного гётитового матрикса.

Зональность. В большинстве месторождений наблюдается вертикальная зональность по содержаниям Fe и по хрупкости. Оба этих вида зональности секут стратиграфические границы.

Зональность по содержаниям Fe возникает в результате взаимодействия первичной минерализации и вторичной поверхностной гидратации.

Зона *A*. Поверхностная: гидратированные руды со средним содержанием 50—60% Fe.

Зона *B*. Средняя: высокосортные руды со средним содержанием $>60\%$ Fe.

Зона *C*. Базальная: переходные руды со средним содержанием 50—60% Fe.

Зональность по хрупкости проявляется в зоне *B* в виде вертикального перехода от твердых массивных руд вблизи поверхности через среднюю зону переходных плитчатых руд к порошковатым мягким рудам, занимающим базальные части месторождения. Хрупкость обусловлена количеством цементирующего плотного гётита, который отсутствует в порошковатой зоне и замещен здесь хрупким лимонитом.

Распределение фосфора. Фосфор на месторождениях Парабурду и Кудайдери в рудах гематитового типа рассеян в плотном и стекловатом (колломорфном) гётите. Он либо абсорбируется на поверхности микрокристаллов, либо присутствует в кристаллической решетке минералов, причем стекловатый гётит последней стадии кристаллизации содержит больше фосфора, чем плотный гётит. В Парабурду распределение фосфора неравномерное, а в Кудайдери однородное. Ассоциаций фосфора с жильными минералами, кварцем и каолинитом не наблюдается.

Рассеянные фосфатные минералы в рудах играют ничтожную роль. В Парабурду отмечены следы натрий-железистого фосфатного минерала в пористом гематите. В Кудайдери в некоторых образцах были отмечены следы алюможелезистого фосфата, а также апатита, который обусловливает содержание в рудах не более 5% фосфора.

Таким образом, содержание фосфора зависит от количества плотного гётита и хрупкого лимонита в руде; чем выше п. п. п., тем выше содержание фосфора.

Глинистые сланцы, входящие в один литологический комплекс с рудами, являются источником заметного загрязнения фосфором.

Генезис и возраст рудообразования. *Генезис.* Предполагается, что доступ для поступления в железистые образования флюидов, отлагавших железо и выносивших SiO_2, был открыт в результате тектонического воздействия (образования складок и разломов). Рудные тела локализовались в структурных ловушках, задерживавших поток растворов на достаточно длительный период, чтобы произошли химические изменения. Этими ловушками могли быть складки, разрывы или разломы, по которым внедрились долериты.

Доказательствами выноса SiO_2 из проторуд в Кудайдери являются отложения коллоидального кремнезема в основании оруденения, подсеченного буровыми скважинами, а также отложения коллоидального кремнезема, слагающие возвышенность Гудиадарри-Хиллс в 19,3 км к северу от долины реки Фортескью. Предполагается, что этот кремнезем мог отложиться из вод,

дренировавших участки, подвергавшиеся обогащению. Выходы коллоидального кремнезема известны также в пределах равнины к югу от хребта Парабурду.

Неизмененные линзы ПЖК, встречающиеся на некоторых месторождениях, свидетельствуют о том, что неполная минерализация этих первичных пород обусловлена их физическими особенностями.

В рудные системы Парабурду и Кудайдери привносилось железо в виде плотного гётита. В Кудайдери такой гётит тесно связан с обогащенными гематитом прослоями, образует прослои, чередующиеся с гематитом, и является вторичным цементом для первичной фракции гематита, разрушенного в результате дробления. Плотный гётит мог химически заместить кремень в ПЖК или отложиться в пустотах, образовавшихся в результате удаления SiO_2.

На месторождении Маунт-Том-Прайс гематитовый матрикс может считаться аналогом вторичного цемента из плотного гётита.

Наличие этих двух типов матрикса объясняет различия в содержании железа и примесей в высокосортных рудах двух месторождений, Маунт-Том-Прайс и Кудайдери, а также причину, почему пластовая мощность минерализованных слоев уменьшается не на 50%, т. е. не соответственно мощности кремневых пластов в неминерализованных ПЖК.

Происхождение двух типов матрикса неизвестно. Либо здесь имели место различные, но совпадающие по конечным результатам условия минерализации с разными pH и Eh, либо в обеих системах присутствовала коллоидная гидроокись железа, которая в условиях месторождения Маунт-Том-Прайс преобразовалась в безводную окись железа с удалением фосфора.

Более низкие содержания п. п. п. и P в Парабурду, по величине промежуточные между подобными содержаниями в Кудайдери и Маунт-Том-Прайс, указывают на какое-то резкое преобразование и удаление части гётита и связанного с ним фосфора.

Сложность структуры от одного месторождения к другому постепенно снижается; возможно, это в какой-то степени определяло окончательное содержание железа в руде. Наиболее сложным является месторождение Маунт-Том-Прайс, где центральная зона ограничена крупным разломом. По последним полевым данным этот разлом, возможно, является пострудным. Структура в Парабурду менее сложная, но здесь наблюдается интенсивная дизъюнктивная тектоника и внедрение долеритов; там, где структура местами сильно усложняется, содержание Fe повышается, а фосфора снижается.

Структуры оползания и дробления мелкого масштаба отмечаются во всех месторождениях. Их считают результатом затвердевания и сжатия оруденелых отложений после минерализации.

Возраст. Руды сформировались в две стадии, разделенные временны́м перерывом; соответствующие два типа руд различаются характером распределения матрикса.

Время выноса SiO_2 из проторуд неизвестно. Однако, поскольку наблюдается тесная связь между генезисом руд, глубиной их залегания и мощностью перекрывающей толщи, можно сделать вывод, что локализация руд приурочена к эрозионной поверхности. Более поздний привнос вещества матрикса обусловлен формированием третичной поверхности Хамерсли и контролировался уровнем подземных вод.

Поверхностная гидратация руд относится к более позднему времени.

Д-р Ганс Грюсс (личное сообщение) считает, исходя из опыта своих исследований железных руд Либерийского щита, что «в провинции Хамерсли существует несколько генераций рудных залежей, образовавшихся в разное время. Месторождения Маунт-Том-Прайс и Уейлбэк с их более высокими

содержаниями представляют собой более древние образования, чем нормальные руды типа Кудайдери. Более высокая степень зрелости, обогащение железом и отсутствие фосфора, обусловленные повторявшимися процессами выщелачивания и отложения, характерные для первых двух месторождений, можно объяснить тем, что они представляют собой глубоко выветрелые остатки крупных рудных тел, связанных с древними поверхностями выравнивания, полностью уничтоженными эрозией».

Благодарности

Эта статья опубликована с разрешения компании Hamersley Iron Pty. Ltd. Особой признательности заслуживают полевые исследования и интерпретация, проведенные У. Д. Бернсом, Н. Херрименом и Р. Бурном.

Миддлбэк-Рейндж

Д. Фербер, Дж. Кук

Общие сведения

Рудоносный район Миддлбэк-Рейндж расположен в штате Южная Австралия в северной части полуострова Эйр, между 32°40′ и 33°20′ ю. ш., 137°0′ и 137°15′ в. д. Главными элементами рельефа района являются хребет Миддлбэк (высотой до 445 м над уровнем моря) и возвышенности Куайерду, Катунга, Айрон-Монарк и Айрон-Ноб (рис. 1). Окружающая равнина имеет среднюю высоту 200 м и ступенеобразно понижается на восток. Ступени представляют собой простирающиеся меридионально сбросовые эскарпы, третичные до современных по возрасту. Возвышенности сложены собранными в складки джеспилитами (полосчатыми кремнистыми породами, обогащенными железом) с прослоями сланцев и интрузиями амфиболитов. Железорудные тела на территории отвода компании Broken Hill Pty. Ltd. (BHP) обнаружены в нескольких местах среди джеспилитов. Суммарная добыча к концу 1972 г. составила 139 млн. т железной руды.

В настоящее время невозможно точно установить, кто первый обнаружил или оценил запасы руд месторождений Айрон-Ноб и Айрон-Монарк [7]. С 1900 г. джеспилит добывался в качестве флюса для плавильных заводов в Порт-Пири, с 1915 г.— для производства железа и стали в Ньюкасле, а в более поздние годы — в Порт-Кембла и Уайалла.

Месторождения Айрон-Барон, Айрон-Принс и Айрон-Куин были открыты в 1920 г., а Айрон-Дачесс и Айрон-Дьюк — в 1934 г. В 1954 г. после геофизических исследований BHP Южно-Австралийский горнорудный департамент проводил бурение и обнаружил наличие подземных рудных залежей в Айрон-Нобе.

Региональная геология

Новейшие публикации по геологии района принадлежат Майлсу [4], Оуэну и Уайтхеду [6]. Оуэн [5] и Эшуорт [1] дали детальное описание соответственно месторождений Айрон-Монарк и Айрон-Дьюк.

D. V. Furber, Senior Geologist, The Broken Hill Pty. Company Ltd. (BHP); *J. N. Cook*, Geologist in Charge Development, BHP. Публикуется с разрешения компании.

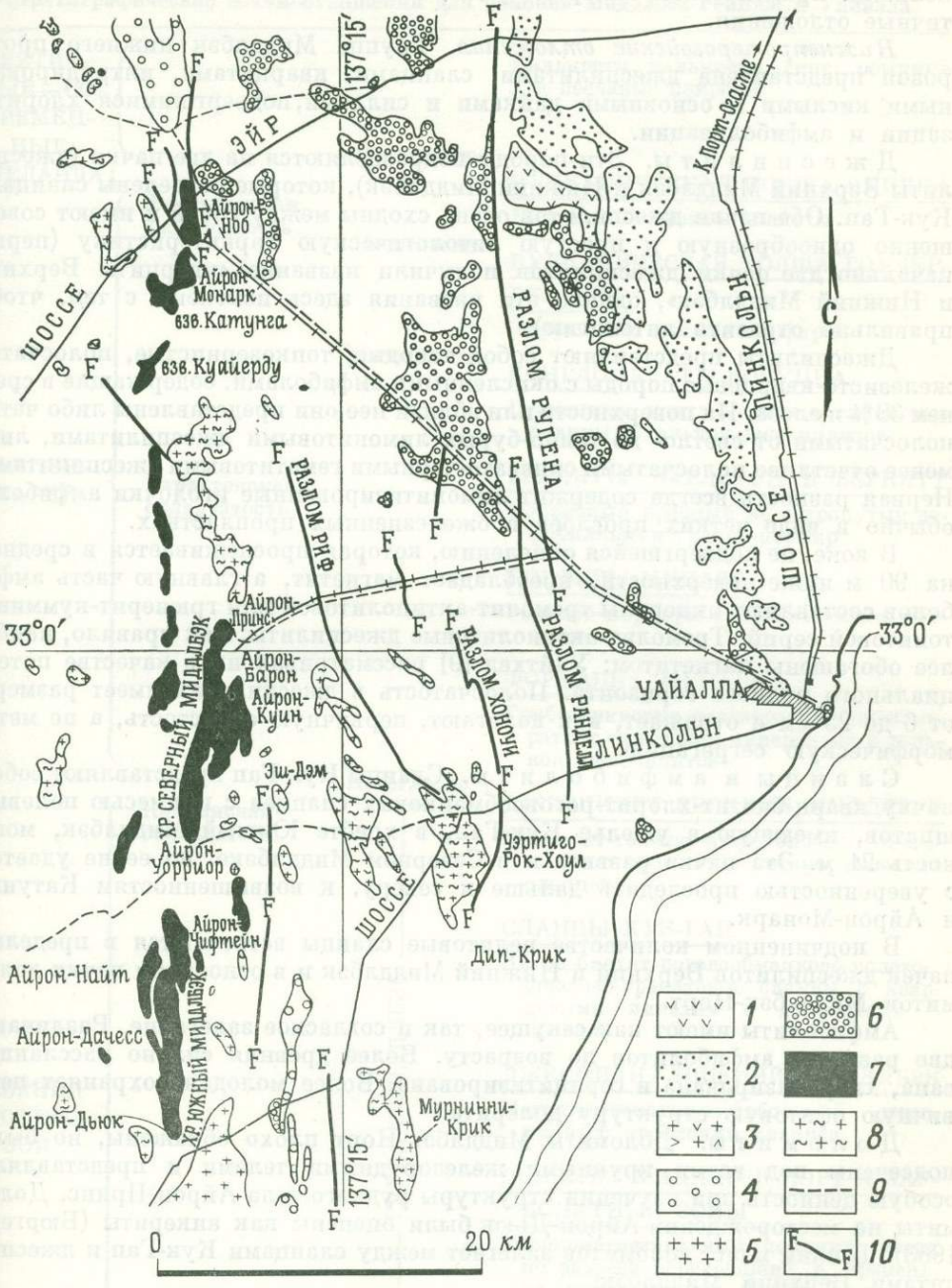


Рис. 1. Геологическая карта района Миддлбэк-Рейндж.

1 — вулканогенные породы Рупена; *2* — формация Пардура и песчаник Уайалла; *3* — вулканогенные породы Гоулер-Рейндж; *4* — конгломераты Корунна; *5* — гранит Чарлстон; *6* — формация Мунаби; *7* — группа Миддлбэк; *8* — Гнейсовый комплекс; *9* — южная граница Порт-Огасты; *10* — главные разломы.

Стратиграфия. Стратиграфическая колонка приведена в табл. 1. Наибольший практический интерес представляют нижнепротерозойские и третичные отложения.

Нижнепротерозойские отложения. Группа Миддлбэк нижнего протерозоя представлена джеспилитами, сланцами, кварцитами, интрудированными кислыми и основными дайками и силлами, подвергшимися хлоритизации и амфиболизации.

Джеспилиты. Эти породы подразделяются на две пачки (джеспилиты Верхний Миддлбэк и Нижний Миддлбэк), которые разделены сланцами Кук-Гап. Обе пачки джеспилитов очень сходны между собой и имеют совершенно однообразную и простую литологическую характеристику (первоначально две пачки джеспилитов получили название «кварциты Верхний и Нижний Миддлбэк», однако эти названия здесь изменены с тем, чтобы правильно отразить литологию).

Джеспилиты представляют собой твердые, тонкозернистые, полосчатые железисто-кварцевые породы с окисленными амфиболами, содержащие в среднем 30% железа. На поверхности или вблизи нее они представлены либо четко полосчатыми от светло- до темно-бурых лимонитовыми джеспилитами, либо менее отчетливо полосчатыми синевато-черными гематитовыми джеспилитами. Первая разность всегда содержит лимонитизированные иголочки амфибола, обычно в виде четких прослоев в ожелезненных пропластках.

В зоне, не подвергшейся окислению, которая прослеживается в среднем на 90 м ниже поверхности, преобладает магнетит, а главную часть амфиболов составляют минералы тремолит-актинолитовой или грюнерит-куммингтонитовой серий. Тремолит-актинолитовые джеспилиты, как правило, наиболее обогащены магнетитом; Уайтхед [9] рассматривал их в качестве потенциального рудного горизонта. Полосчатость в джеспилитах имеет размеры от 6 до 25 мм и отражает, как полагают, первичную слоистость, а не метаморфическую сегрегацию.

Сланцы и амфиболиты. Сланцы Кук-Гап представляют собой пачку кварц-биотит-хлорит-роговообманковых сланцев с примесью полевых шпатов, имеющую в ущелье Кук-Гап, в хребте Южный Миддлбэк, мощность 21 м. Эта пачка развита и в Северном Миддлбэке, но ее не удается с уверенностью проследить дальше к северу, к возвышенностям Катунга и Айрон-Монарк.

В подчиненном количестве пелитовые сланцы встречаются в пределах пачек джеспилитов Верхний и Нижний Миддлбэк и в основании пачки доломитов Миддлбэк-Норт.

Амфиболиты имеют как секущее, так и согласное залегание. Различают две разности амфиболитов по возрасту. Более древняя сильно рассланцована, хлоритизирована и серицитизирована. Более молодая сохраняет первичную офитовую структуру долерита.

Доломиты. Доломиты Миддлбэк-Норт плохо обнажены, но были подсечены под всеми крупными железорудными телами и представляли особую ценность при изучении структуры рудного тела Айрон-Принс. Доломиты на месторождении Айрон-Дьюк были оценены как анкериты (Бюргер, 1963). Тонкий пласт доломитов залегает между сланцами Кук-Гап и джеспилитами Верхний Миддлбэк.

Серицитовые кварциты. Эти породы считают самым нижним горизонтом группы Миддлбэк. Они перекрывают кварц-серицитовые сланцы и породы Гнейсового комплекса [4], которые, по мнению исследователей прежних лет, представляют собой древнюю метаморфизованную и впоследствии эродированную толщу, на которой залегает группа Миддлбэк. Более поздние исследования показали, что метаморфизм имел место позднее отложения группы Миддлбэк [8].

Таблица 11

Стратиграфические взаимоотношения для районов Миддлбэк-Рейндж и Уайалла

ТРЕТИЧНЫЕ—СОВРЕМЕННЫЕ			Силькреты, калькреты, гипс, осыпные и песчаные покровы
АДЕЛАИДА		Несогласие	
	Вартаканская складчатость		ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ТОЛЩА РУПЕНА
			Базальты, андезито-базальты
		Несогласие	
			ВУЛКАНИЧЕСКАЯ ТОЛЩА ГОУЛЕР-РЕЙНДЖ
			Эффузивные кислые порфиры
		Несогласие	
			КОНГЛОМЕРАТЫ КОРУННА
			Песчаники, конгломераты и глинистые сланцы с галькой джеспилитов
КАРПЕНТАРИЙ	Чарлстонская складчатость		ГРАНИТЫ ЧАРЛСТОН И БЕРКИТТ
			Массивный красный не затронутый деформациями гранит-порфир
			ПОРФИРЫ МУНАБИ
			Риолито-порфиры с пропластками спилитов
			ФОРМАЦИЯ МУНАБИ
			Грубозернистые песчаники и конгломераты с тяжелыми минералами и галькой джеспилитов
		Несогласие	
НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ	Кимбанская складчатость	ГРУППА МИДДЛБЭК	ДЖЕСПИЛИТ ВЕРХНИЙ МИДДЛБЭК
			Магнетит-гематит-амфиболовый джеспилит с прослоями метаморфических сланцев
			СЛАНЦЫ КУК-ГАП
			Кварц-биотит-роговообманково-полевошпатово-гранатовые сланцы с кварцевыми линзами и доломитами у кровли
			ДЖЕСПИЛИТ НИЖНИЙ МИДДЛБЭК
			Магнетит-гематит-амфиболовый джеспилит с прослоями сланцев
			ДОЛОМИТ МИДДЛБЭК-НОРТ И КАРБОНАТНЫЕ ЗОНЫ
			Высокомагнезиальный доломит, вверх по разрезу переходящий в кремень, на месторождении Айрон-Дьюк с сидеритом и анкеритом
			СЕРИЦИТОВЫЙ КВАРЦИТ
			Серицитовый и мусковитовый кварциты
			«ГНЕЙСОВЫЙ КОМПЛЕКС»
			Орто- и парагнейсы и метаморфические сланцы

Третичные отложения. Осыпи, сложенные гальками гематита, погруженными в песчано-глинистый матрикс, и сцементированные на месте лимонитом и известковистым материалом (калькретом), обнаружены по краям всех месторождений высокосортной гематитовой руды. Отложения лимонита, которые считают результатом третичной лимонитизации, распространены на восточной окраине хребта Южный Миддлбэк и на западной окраине хребта Северный Миддлбэк.

Структура. Породы группы Миддлбэк испытали интенсивную складчатость в меридиональном направлении. Выраженные в рельефе ущелья маркируют оси широких антиклинальных поперечных складок, имеющих широтное простирание. Вдоль восточной окраины хребта Миддлбэк породы Гнейсового комплекса приведены в тектонический контакт с группой Миддлбэк по системе крупных сбросов.

Основные месторождения

Основными месторождениями района являются Айрон-Монарк, Айрон-Принс, Айрон-Барон и Айрон-Дьюк. Кроме того, известны месторождения меньшего размера, среди которых наиболее крупными являются Айрон-Найт и Айрон-Чифтейн. Полагают, что все они приурочены к пачке джеспилитов Нижний Миддлбэк.

Айрон-Монарк. Основное рудное тело Айрон-Монарк располагается в пределах структурного носа, образованного незамкнутой синклинальной складкой, погружающейся на север-северо-восток под углом примерно 30°. К северу оно ограничено дайкой Норт-Уолл, внедрившейся по почти вертикальному разлому северо-западного простирания (рис. 2). Непосредственно к северу от дайки развиты гематитовые джеспилиты и сланцы (в подчиненном количестве), и только на глубине известно некоторое количество гематитовых руд. В пределах синклинали к югу от дайки залегают сланцы, джеспилиты

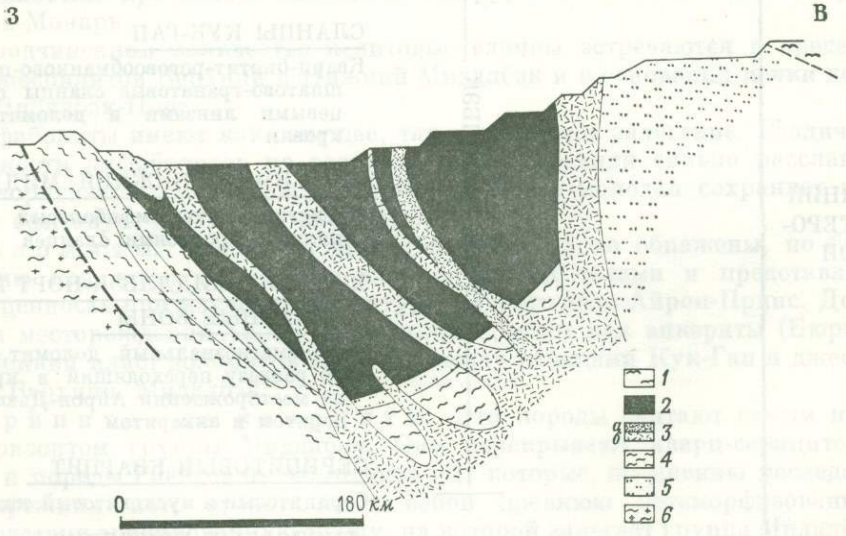


Рис. 2. Разрез через месторождение Айрон-Монарк.
1 — аллювий; *2* — руда; *3а* — молодые дайки; *3б* — древние дайки; *4* — метаморфические сланцы; *5* — джеспилит; *6* — породы фундамента нерасчлененные.

(с признаками как выщелачивания железа, так и обогащения им) и не выдержанные по простиранию линзы доломитов.

Рудное тело приурочено к ядру возвышенности и первоначально протягивалось до абсолютной отметки 350 м, примерно на 200 м выше поверхности окружающей равнины. Бóльшая часть руды, оставшейся в недрах к настоящему моменту, залегает между абсолютными отметками +170 м и —30 м. Первичная ширина рудного тела в пределах синклинали составляла 900 м, а длина — 650 м. В результате отработки каждое из этих измерений сократилось до 600 м; кроме того, узкая полоска руды вдоль дайки Норт-Уолл теперь выделена в особое Восточное рудное тело. Руда прорезана долеритовыми дайками, образующими две различные по возрасту системы. Более древние дайки, кроме дайки Норт-Уолл, залегают согласно с простиранием рудного тела, а более молодые секут рудное тело, джеспилиты и более древние дайки.

В пределах рудного тела выделены три группы разрывных нарушений. Наиболее древние разломы характеризуются крутым падением и восток-северо-восточным простиранием со смещением параллельно падению сбрасывателя; они, вероятно, обусловили наличие оруденения глубоко в центре рудного тела. Разлом, по которому внедрилась дайка Норт-Уолл, принадлежит к этой же группе. Ко второй группе относятся субвертикальные разломы со смещением по простиранию сбрасывателя, характеризующиеся северо-северо-западным простиранием. Третья группа наиболее молодых разломов падает на северо-восток и имеет смещение, параллельное падению сбрасывателя.

Руда состоит из высокосортного гематита с небольшой примесью магнетита на глубине и несколькими локальными участками обогащения марганцем, располагающимися главным образом вблизи дайки Норт-Уолл и в пределах Восточного рудного тела; содержание марганца достигает 20%. По своим физическим свойствам руды относятся к твердым и массивным до ломких и зернистых, причем количество последних возрастает с глубиной. Среднее содержание железа — 64,5% при 1% марганца, бортовое содержание железа — 55%. Содержания глинозема, серы и фосфора незначительны, хотя количество фосфора несколько повышается локально вблизи даек.

Восточное рудное тело представляет собой линзу эллипсоидальной формы и располагается на склоне возвышенности Айрон-Монарк. Длина его примерно 240 м, ширина 180 м, мощность 34 м. Руда массивная, без признаков слоистости и залегает непосредственно на фундаменте; она состоит из марганецсодержащего брекчированного гематита, сцементированного лимонитом и окислами марганца (в основном псиломеланом с пиролюзитом). Средние содержания в этой руде (при бортовом содержании железа 55%) составляют 62,0% железа и 2,0% марганца.

На восточном и западном склонах возвышенности развиты вторичные осыпные обломочные руды, представляющие собой скопления обломков и галек гематита, погруженных в песчанисто-глинистый и лимонитовый матрикс. На западном склоне рудное тело имеет длину 1,2 км и максимальную мощность 31 м, а на восточном — длину 760 м, а мощность 21 м.

Добыча с площади месторождений Айрон-Монарк и Айрон-Ноб к концу 1972 г. составила 108 млн. т руды, включая 8 млн. т осыпных руд.

Айрон-Принс. Рудное тело Айрон-Принс простирается на север-северо-восток и имеет длину 1450 м и ширину 180 м. Оно приурочено к синклинальной и антиклинальной складкам, причем западное крыло синклинальной и восточное крыло антиклинальной складок срезаны сбросами север-северо-восточного простирания. Основная часть руды залегает в пределах синклинали, и только тонкие рудные прослои, переслаивающиеся с силлами основ-

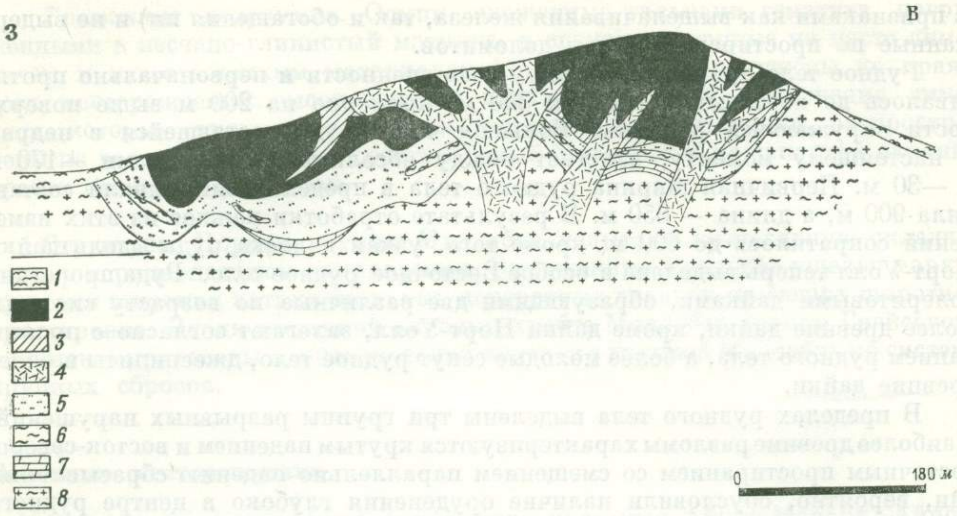


Рис. 3. Разрез через месторождение Айрон-Принс.

1 — аллювий; *2* — руда; *3* — загрязненная руда; *4* — амфиболит; *5* — джеспилит; *6* — метаморфические сланцы; *7* — доломит; *8* — гнейсы и метаморфические сланцы.

ного состава и загрязненные ими, располагаются на восточном крыле антиклинали, полого погружающемся на восток (рис. 3). Здесь различают интрузивные образования двух возрастных групп: 1) более древние дайки и силлы, к настоящему моменту рассланцованные; 2) более молодые, массивные дайки, развитые на северо-восточном фланге рудного тела и на западном его фланге в пределах сброса или вблизи него.

Руда в северной части тела представляет собой высокосортный мягкий гематит с признаками первичной полосчатой текстуры материнского джеспилита. Более прочная и массивная руда распространена в южной части. Среднее содержание в этой руде (при бортовом содержании железа 55%) составляет 65,0% содержания марганца, серы и фосфора низкие. Добыча к концу 1972 г. составила 28 млн. т руды.

Айрон-Барон. Это рудное тело располагается непосредственно к югу от месторождения Айрон-Принс и имеет почти меридиональное простирание; длина его 1500 м, ширина от 150 до 600 м. Руда сохранилась в двух синклинальных складках, входящих в состав антиклинория. Наиболее глубокозалегающие руды обнаружены на западном фланге рудного тела (рис. 4). Среди руды встречаются прослои сланцев; подстилают рудное тело джеспилиты, доломиты и сланцы. Рудное тело погружается на север, рассечено поперечными разломами и подвергалось воздействию поперечных складок, ориентированных под косым углом относительно главной структуры. Основное тело интрузивных амфиболитов разделяет обе синклинали, а его ответвления секут рудное тело. Среднее содержание в руде (при бортовом содержании железа 55%) составляет 63,0% железа. Встречаются как твердые, так и мягкие руды с глиноземом и серой в качестве основных примесей. Среди сланцев и джеспилитов в основании рудного тела спорадически встречаются пирит и пирротин. Добыча на конец 1972 г. составила 3 млн. т руды.

Айрон-Дьюк. Рудное тело Айрон-Дьюк располагается в пределах погружающейся на север узкой синклинали на южной оконечности хребта Южный Миддлбэк, где оно достигает абсолютной высоты в 380 м и возвышается над окружающей равниной на 170 м. Высокосортная гематитовая руда со сред-

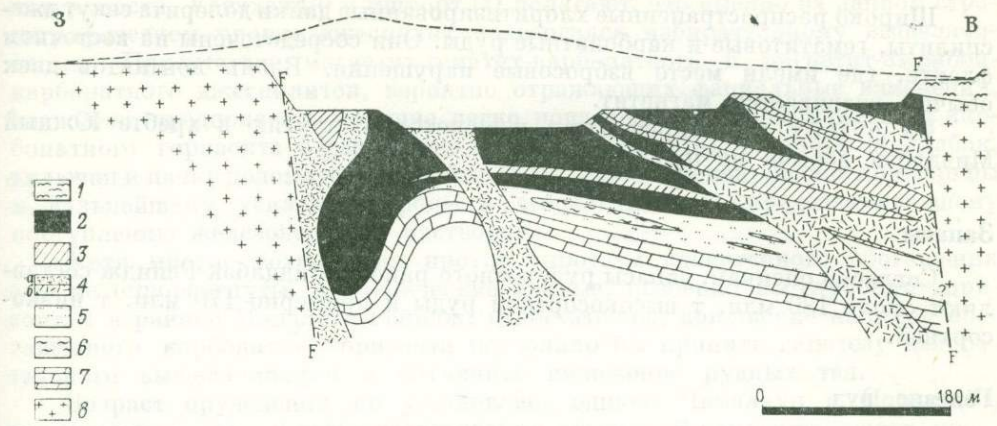


Рис. 4. Разрез через месторождение Айрон-Барон.

1 — аллювий; *2* — руда; *3* — загрязненная руда; *4а* — молодые дайки; *4б* — древние дайки; *5* — джеспилит; *6* — метаморфические сланцы; *7* — доломит; *8* — гнейс.

ним содержанием 62,0% Fe (при бортовом его содержании 55%) обнажается с перерывами вдоль западного крыла синклинали на расстоянии 2200 м по простиранию при ширине максимально до 180 м. Гематитовые руды переходят в магнетит-гематит-карбонатные со средним содержанием 44% Fe по падению и в сторону погружения структуры (рис. 5). Меньшие по размерам тела Айрон-Дачесс и Айрон-Найт рассматриваются как продолжение тела Айрон-Дьюк, но в них не обнаружено сопутствующих им магнетит-гематит-карбонатных образований.

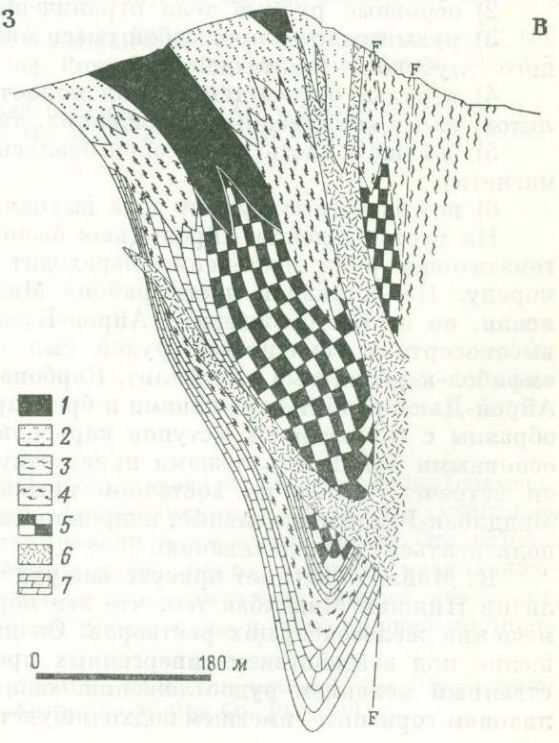


Рис. 5. Разрез через месторождение Айрон-Дьюк.

1 — руда; *2* — джеспилит; *3* — метаморфические сланцы; *4* — оталькованные породы; *5* — карбонатные руды; *6* — амфиболит; *7* — доломит.

Широко распространенные хлоритизированные дайки долерита секут джеспилиты, гематитовые и карбонатные руды. Они сосредоточены на восточном фланге, где имели место взбросовые нарушения. Вдоль контактов даек обычно развивается магнетит.

Из рудных тел Айрон-Дьюк и некоторых других в хребте Южный Миддлбэк добыча не производилась.

Запасы

Согласно оценкам, запасы рудоносного района Миддлбэк-Рейндж составляют около 180 млн. т высокосортной руды и примерно 170 млн. т низкосортной.

Генезис руд

Из многочисленных гипотез происхождения руд, выдвинутых за все время, только две можно рассматривать как применимые к области Миддлбэк-Рейндж.

1. Железо отлагалось гидротермальными эндогенными водами и (или) поверхностными водами, нагретыми на глубине и циркулировавшими вторично, которые перемещали железо от антиклинальных зон гранитизации в узкие килевидные структуры в джеспилитах [4].

2. В синклинальных ловушках происходило гипергенное обогащение джеспилитов.

Обе гипотезы признают генетическую связь между джеспилитом и оруденением и приуроченность руд к железорудной формации. Для основных рудных тел принимается следующая общая модель образования:

1) основные рудные тела имеют одинаковую стратиграфическую приуроченность к основанию пачки джеспилитов Нижний Миддлбэк;

2) основные рудные тела ограничены синклинальными ловушками;

3) руды представляют собой смесь мягкого зернистого гематита и твердого глубокого гематита;

4) в рудах отмечается мелкая полосчатость, характерная для джеспилитов, как в естественных обнажениях, так и в стенках карьеров;

5) большая часть руды образовалась за счет ранее существовавшего магнетита;

6) все известные рудные тела выходят на поверхность.

На месторождении Айрон-Дьюк было установлено, что высокосортная гематитовая руда постепенно переходит в магнетит-гематит-карбонатную породу. На остальной части района Миддлбэк-Рейндж картина не столь ясная, но на месторождениях Айрон-Куин и Айрон-Барон на глубине под высокосортной гематитовой рудой был обнаружен полосчатый магнетит-амфибол-карбонатный джеспилит. Карбонатные горизонты на месторождении Айрон-Дьюк разбиты трещинами и брекчированы; то же самое подтверждают образцы с современных уступов карьеров в Айрон-Монарк. Под четырьмя основными рудными залежами присутствует доломит, но на Айрон-Монарк он встречен только на восточном крыле. Остальные джеспилиты района Миддлбэк-Рейндж массивные, непроницаемые для растворов и вряд ли могли подвергаться выщелачиванию.

К. Майлс объясняет присутствие руд только в основании пачки джеспилитов Нижний Миддлбэк тем, что эти породы были первыми на пути перемещения железонесущих растворов. Он далее отмечает, что если бы обогащение под воздействием гипергенных процессов представляло собой единственный механизм рудоотложения, оно происходило бы в любом джеспилитовом горизонте, имевшем подходящую текстуру и располагавшемся вблизи

поверхности. Уайтхед [9] и Эшуорт [1] полагают, что именно на данном стратиграфическом уровне джеспилит подвергался избирательному выщелачиванию. Присутствие магнетит-гематит-карбонатного и магнетит-амфибол-карбонатного джеспилитов, вероятно отражающих фациальные изменения, позволяет предполагать наличие легко поддающегося выщелачиванию карбонатного горизонта в основании пачки джеспилитов Нижний Миддлбэк, включая и пачку доломитов Миддлбэк-Норт. Любое брекчирование привело бы к дальнейшему усилению процесса выщелачивания, предшествовавшему поступлению железонесущих растворов.

Хотя многие возражения против гипотезы гипергенного обогащения еще не опровергнуты, а фактические данные, особенно по глубоким горизонтам в районе Миддлбэк-Рейндж, недостаточны, допущение наличия обогащенного карбонатом горизонта позволило бы принять гипотезу избирательного выщелачивания и объяснить положение рудных тел.

Возраст оруденения не установлен, однако Чамалаун и Порат [3], основываясь на результатах исследования остаточной намагниченности, предполагают, что его можно считать верхнепротерозойским.

Список литературы

1. *Ashworth K. L.*, Geology of Iron Duke, South Australia, B.H.P. Tech. Bull., No.22,1965.
2. *Ashworth K. L.*, Report on the geology of Iron Duke and the origin of iron ores in the Middleback Ranges, South Australia, Ph. D. Thesis in preparation, University of Durham, 1972.
3. *Chamalaun F. H., Porath H.*, Palaeomagnetism of Australian hematite ore bodies — I. Middleback Ranges of South Australia, Geophys. J.R. Astr. Soc. 14, 451-462, 1968.
4. *Miles K. R.*, The geology and iron ore resources of the Middleback Range area, Bull. geol. Surv. S. Aust., 33, 1954.
5. *Owen H. B.*, The geology of Iron Monarch orebody, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 209, 1964.
6. *Owen H. B., Whitehead S.*, Iron ore deposits of Iron Knob and the Middleback Ranges, Geology of Australian Ore Deposits (Ed. J. McAndrew), 301-308 (8th Commonwealth Mining 8c Metallurgical Congress: Melbourne).
7. *Raggatt H.*, Ironstone deposits, Iron Knob Middleback Range area, South Australia, Discovery and history of early prospecting, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 232, 1969.
8. *Thomson B. P.*, Port Augusta 1 : 250 000 Geological Map., Geol. Surv. S. A., 1968.
9. *Whitehead S.*, The iron formation of the Middleback Range, South Australia, B.H.P. Tech. Bull., No. 13, 1962.

Роб-Ривер

Д. Эдер

Общие сведения

В декабре 1972 г. компания Cliffs Robe River Iron Ore Associates (совместное предприятие с австралийским, американским и японским участием) отгрузила первый рудовоз с гранулированной железной рудой. Эта партия была получена из пизолитовых гётитовых руд месторождений, расположенных на реке Роб-Ривер. Так увенчались десятилетние усилия компании, организовавшей исследования, добычу и сбыт руды и построившей крупней-

---

D. L. Adair, Vice President, Exploration, Cliffs International, Inc. Публикуется с разрешения компании Cliffs Western Australian Mining Co. Pty. Ltd.

ший (вне Северной Америки) комбинат по производству гранулированной руды в комплексе с рудником, обогатительной фабрикой, железнодорожными путями, энергетической установкой, рудопогрузочной эстакадой и жилым городком. Проект предусматривает в течение 20-летнего периода добычу в год 4,3 млн. т гранулированной руды и 6,2 млн. т тонкого рудного агломерата в соответствии с заключенными долгосрочными контрактами.

Использование гётитовой руды для производства гранулированных руд представляет собой уникальный случай в мировой практике; однако здесь гётитовая руда оказалась вполне подходящим исходным продуктом. В процессе отвердения удаляется кристаллизационная вода, составляющая около 10% веса руды, и конечный продукт имеет содержание железа 63% при содержании его в исходной руде в среднем 57%. Примеси (за исключением серы) в процессе гранулирования также уходят в концентрат.

Компания Cliffs Robe Iron Ore Associates в согласии с компаниями Cliffs International Inc. и Dampier Mining Pty. Ltd. (филиал компании Broken Hill Pty Ltd.) приобрела права на разработку платообразных месторождений пизолитовых гётитовых руд в нижнем и среднем течении реки Роб-Ривер; суммарные запасы руды (по категории достоверных) составляют более 300 млн. т. В настоящей статье рассматриваются только месторождения среднего течения реки Роб-Ривер в Западной Австралии, принадлежащие компании Cliffs International, и исключены месторождения нижнего течения реки, принадлежащие компании Dampier Mining Pty. Ltd.

Месторождения Миддл-Роб-Ривер представляют собой ряд покрытых плащеобразными залежами гётитовых руд столовых возвышенностей, протягивающихся по обеим сторонам реки Роб-Ривер от возвышенности Паннавоника в восток-юго-восточном направлении на расстояние около 32 км. Паннавоника — небольшая столовая возвышенность (116°20′40″ в. д. и 21°41′10″ ю. ш.), находящаяся в 129 км к юго-западу от Роборна (Западная Австралия) и в 113 км к востоку от Онслоу. Пойма реки Роб-Ривер располагается на отметках примерно 228 м над уровнем моря. Рудные тела, залегающие в виде покрова на столовых возвышенностях, имеют превышение над уровнем реки 46—62 м.

Годовое количество осадков составляет в среднем около 28 см. Дожди выпадают в основном в период с ноября по апрель. В этот период муссонов максимальные температуры днем часто достигают 38° С и более. Зима (май — сентябрь) отличается более умеренными температурами с максимальными дневными 24—30° С. Ни один водоток не имеет постоянного поверхностного стока в течение всего года; однако на реке Роб-Ривер сохраняются в течение целого года бочаги с пресной водой. На всех водотоках во время сильных дождей образуются ливневые паводки.

Пизолитовые гётитовые руды хребта Хамерсли известны с 1909 г. Именно тогда А. Мейтленд установил наличие полосчатых железистых пород на реке Роб-Ривер.

Месторождение не вызывало практического интереса до 1960 г., когда правительство Австралийского Союза сняло запрет на экспорт железной руды. В 1961 г. две компании обратились с просьбой о предоставлении прав на проведение работ: компания Broken Hill Pty. Ltd. — в нижнем течении реки Роб-Ривер и Basic Materials Pty. Ltd. из Перта (акции принадлежат на 50,1% компании Howe Sound и на 49,9% Garrick Agnew Pty. Ltd.)— в среднем и нижнем течении реки. Такие права были предоставлены компании Basic Materials в марте 1962 г.

Поисково-разведочные работы проводились на ранних этапах компанией Basic Materials, организовавшей систематическое картирование месторождений и опробование их на естественных выходах, как в пределах столовых возвышенностей в среднем течении, так и в «ущелье» верхнего течения реки.

В конце 1962 г. компания Cleveland-Cliffs Iron (из Кливленда, штат Огайо) откупила права на разработку у компании Basic Materials и через свой филиал (Cliffs International) организовала разведочное ударное бурение на платообразных месторождениях среднего течения реки Роб-Ривер.

Результаты этих буровых работ, которые сопровождались опробованием на поверхности, проводившимся Р. Батлером (из компании Basic Materials), составили основу для оценки запасов на несколько лет вперед компанией Cliffs International. Дополнительные объемы бурения, поставленного в последующие годы в среднем течении реки Роб-Ривер, подтвердили эти предварительные оценки.

В 1971 г. компания Cliffs International провела детальные поисково-разведочные работы на месторождениях пизолитовых руд в верхнем течении реки Роб-Ривер. Этот последний район в данной статье не рассматривается. Читатель может узнать о нем в статье Циммермана и др. [6].

С 1962 г. рядом автором были описаны как физические свойства, так и микроскопические особенности месторождения [5, 3, 1, 2, 4].

Стратиграфия месторождения. Третичные по возрасту месторождения Роб-Ривер залегают с несогласием на ряде протерозойских формаций, относящихся к средней и нижней частям группы Фортескью (вулканиты Маунт-Джоуп близ Паннавоники) и к нижней части группы Хамерсли (железорудная формация Марра-Мамба на крайнем юго-востоке рассматриваемой территории).

Базальты и амигдалоидные базальты формации Маунт-Джоуп группы Фортескью обнажаются в средней и крайней западной частях платообразных месторождений компании Cliffs International. Магматические породы отделены от подошвы пизолитовых гётитовых образований зоной каолинитовых глин, имеющих окраску от серой до белой.

Поскольку протерозойские формации не представляют практического интереса на месторождениях Роб-Ривер, они в дальнейшем не рассматриваются; укажем только, что они полого падают в пределах территории месторождений на юг.

Рудные залежи. Столовые возвышенности занимают площадь от 142 до 1,3 га; мощность рудных тел на них в среднем 16,8 м. Мощность руды с промышленным содержанием (57% железа) колеблется от 6,1 до 26 м. Рельеф подошвы рудного тела и контуры отработки обусловливаются химическим составом руды, но в целом являются четкими и отбиваются по резкому снижению содержания железа и возрастанию примесей кремнезема и глинозема с глубиной. Химический анализ типового разреза разведочной скважины на достоверно выявленном месторождении приведен в табл. 1.

Пределы изменений химического состава руды, показанные в табл. 1, в целом типичны для месторождений. Содержания железа более 60% встречаются редко, и в пределах рудной зоны содержания колеблются от 55,5 до 59,0%.

Рудная зона обнаруживает стратификацию, которая наблюдается как в уступах обнажений, так и в керне буровых скважин. Руда обладает пористой пизолитовой текстурой, имеет коричневый цвет и металлический блеск. Более бедный материал обычно менее прочен и характеризуется присутствием охристой желто-оранжевой глины.

За редкими исключениями, месторождения Роб-Ривер на столовых возвышенностях не содержат прослоев пустой породы или вскрыши. Тем не менее встречаются пустоты или горизонты разлинзования, содержащие убогий и рыхлый материал слабо ожелезненных зон, который, выходя на поверхность, подвергается выветриванию и обусловливает образование полостей.

Таблица 1

Химические анализы типового разреза месторождения

Глубина, футы	Fe	SiO_2	Al_2O_3	П.п.п.	P
0—5	56,5	7,6	4,8	8,4	
5—10	56,8	5,9	4,4	9,2	0,03
10—15	58,8	5,2	2,7	8,5	
15—20	58,5	5,3	2,8	8,1	
20—25	59,4	4,7	2,7	7,6	
25—30	59,2	4,9	2,6	8,1	
30—35	59,2	4,8	2,3	8,1	0,04
35—40	57,9	4,5	2,2	10,6	
40—45	57,9	4,5	2,2	10,8	
45—50	58,1	4,3	3,0	10,6	
50—55	58,8	4,0	1,7	10,1	
55—60	56,5	5,9	3,3	9,9	0,05
60—65	53,6	9,1	4,1	10,5	
65—70	52,4	10,0	3,3	12,1	0,05
70—75	51,7	10,0	4,0	12,1	

Размеры таких полостей колебляются от размера футбольного мяча до пещер высотой до 1,8 м и шириной до 6,1 м.

Пизолитовые гётиты слагают остаточные «шапки» на вершинах столовых возвышенностей или плосковершинных гряд, окружающих современную долину реки Роб-Ривер. Интенсивная современная эрозия расчленила эти формы рельефа, несмотря на устойчивость железистых покровов по отношению к выветриванию. Именно благодаря устойчивости верхней части железорудной толщи создались крупные утесы, возвышающиеся над современным руслом реки.

В образцах и под микроскопом прежде всего бросается в глаза оолито-пизолитовое строение руды. В руде содержатся сферолиты оолитовой размерности (менее 2 мм в диаметре), отличающиеся более высоким содержанием железа и настолько высокой прочностью, что при раскалывании сферолита проходящая через него трещина имеет гладкие поверхности.

Руды с пизолитовыми по размеру конкрециями (размер колеблется от микроскопического до более чем 10 мм в диаметре) в общем беднее по содержанию железа и богаче примесями, а также более пористы.

В образцах руды на месторождениях Роб-Ривер встречаются в виде смеси такие окислы железа, как гётит, лимонит, гематит и маггемит, причем как в пизолитах, так и в основной массе.

Сферолиты различны по составу и по характеру: одни из них прочные и с металлическим блеском, другие можно раскрошить ногтем. Исследователи компании Cliffs International установили, что пизолиты обычно состоят из гематитового ядра, окруженного тонкими концентрическими сферами гётита, гематита и маггемита. Содержание примесей в пизолитах ограничивается тончайшими чешуйками слюды, более обильными во внешних оболочках.

Основная масса в руде представлена коллоидальным желтым до бурого лимонитом или буровато-черным гётитом. В некоторых участках, особенно там, где сферолиты оолитовой размерности однородны, гётитовая основная масса также однородна, что придает породе восковой блеск и полураковистый излом.

Мелкие полости в основной массе более рыхлых типов руды обычно заполнены или выстланы опаловым кремнеземом. Помимо кремнезема среди минеральных примесей в рудах Роб-Ривер встречается глинозем. Особенно часто он наблюдается среди материала, заполняющего пустоты и полости, но может присутствовать также в трещинах, простирающихся до поверхности. Крупные обломочные минералы встречаются редко.

Последней своеобразной особенностью пизолитовых месторождений является наличие окаменевших обломков древесины в руде. Эти обломки обычно имеют менее 1 см в диаметре и замещены лимонитом или гематитом, причем строение древесины превосходно сохраняется.

Геоморфология

От шоссе, идущего вдоль морского побережья мимо возвышенности Паннавоника, до самого восточного месторождения на территории компании Cliffs International почти непрерывно прослеживаются признаки присутствия пизолитовых гётитовых руд в виде многочисленных платообразных залежей по обоим берегам современного русла реки Роб-Ривер.

Размещение этих выходов свидетельствует о том, что руды первоначально покрывали плащом более раннюю долину реки Роб-Ривер шириной до 3,2 км. Вероятно, в прошлом вся долина реки Роб-Ривер на протяжении ее 72-километровой длины была сплошь покрыта этими рудными образованиями. На западной оконечности русла пизолитовая толща ограничивается низкими холмами, покрытыми меловыми конгломератами Ярралула. Холмы выше столовых возвышенностей на 9,1 м; это подкрепляет предположение о том, что месторождения образовались в широкой долине, прорезанной в покрытой конгломерами поверхности.

Список литературы

1. *Boyum B. H., Hann T.*, Geology of the iron deposits of Western Australia, Soc. Min. Eng. A.I.M.E., Preprint 641321, 1964 Fall Meet. New York City, 1964.
2. *De la Hunty L. E.*, Explanatory notes on the Mount Bruce geological map sheet 1:250 000, Geol. Surv. West. Aust., 1965.
3. *Harms J. E., Morgan B. D.*, Pisolitic limonite deposits in north-west Australia, Proc. Proc. Australas. Inst. Min. Metal., No. 212, 91-124, 1964.
4. *MacLeod W. N.*, The geology and iron deposits of the Hamersley Range area, Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., 117, 1966.
5. *Maitland A. G.*, Geological investigations in the country lying between 21°30′ and 25°30′S Lat. and 113°30′ and 118°30′E Long. embracing parts of the Gascoyne, Ashburton and West Pilbara Goldfields, Bull. geol. Surv. West. Aust., 33, 1909.
6. *Zimmermann D. O., Adiar D. L., Collings P. S.*, Geology of the Upper Robe River iron deposits, Australas Inst. Min. Metall. Perth Conference (1973) Volume, 1973.

Магнетитовые месторождения Севидж-Ривер

Р. Колман

Общие сведения

Магнетитовые месторождения Севидж-Ривер располагаются в пределах прерывистой полосы оруденения, протягивающейся на расстояние более 23 км между реками Севидж и Роки в северо-западной Тасмании. Центральное

R. J. Coleman, Lecturer in Geology, Queensland Institute of Technology.

месторождение, разработка которого в настоящее время ведется открытым способом, представляет собой вертикальные прерывистые линзы массивной и ритмично-слоистой магнетит-пиритовой руды среди толщи основных вулканогенных с вертикальной листоватостью пород мощностью до 1 км. Район Севидж-Ривер (41°30′ ю. ш., 145°10′ з. д.) располагается в 25 км к западу от горы Кливленд на полпути между рудниками Уората и Коринна на реке Паймев.

Район месторождений покрыт густым дождевым лесом с плотным подлеском и располагается на приподнятом третичном пенеплене, местами глубоко расчлененном врезанными меандрами рек Севидж и Уайт. Молодые долины достигают глубины более 250 м. Среднегодовое количество осадков составляет 245 см. Преобладают ветры, дующие с запада. Окружающие горы в зимние месяцы часто покрываются снегом.

Проектная длина карьера определена в 1680 м, ширина у поверхности — 460 м, а на самом глубоком уровне — 250 м. Откосы рассчитаны под углом 53° в неокисленной зоне и 39° в окисленной, причем они должны разделяться бермой в окисленных породах шириной 15 м. Запроектированы 24 водоподъемных устройства, каждое на высоту 11 м, с водоотливом вдоль северной оси в ущелье реки Севидж.

Руда дробится и подвергается магнитному обогащению на месте. Затем она перекачивается в виде суспензии с содержанием 60% твердого компонента (от этого числа 86% составляют зерна магнетита размером —325 меш) по пульпопроводу длиной в 85 км в Порт-Латта на северо-западном побережье. Здесь руда подвергается гранулированию и затем отгружается. Запасы необогащенной руды оцениваются в 93 000 000 т, причем в среднем извлекается 54,95% концентрата с содержанием 69,4% Fe, 1,00% SiO_2, 0,04% TiO_2, 0,050% Ni. Добыча в 1972 г. составила 5 086 973 т руды, из которых получено 2 361 112 т гранул (сухой вес).

Топограф С. П. Спрент впервые в 1877 г. отметил наличие железорудных залежей на реке Севидж, обследуя западное побережье Тасмании. Он принял их за лимонитовые шляпы крупных оловорудных залежей. Твелфтрис [24] сообщил, что берега и дно реки еще в 1880 г. подвергались разработке на золото, и интерес к рудным телам как к вероятному источнику золота достиг кульминации между 1895 и 1898 гг., когда несколько компаний заложило ряд штолен для разведки, не давших положительных результатов. Первая оценка месторождений как источника высококачественных железных руд дана Твелфтрисом и Рейдом [25], которые дали цифру запасов в 20 млн. т.

В 1926 г. компания Hoskins Iron and Steel начала изучение руд как с поверхности, так и на глубину. В ее отчете сообщалось, что месторождение богато сульфидами и на глубину не прослеживается. Уолну [28] счел ранние оценки запасов слишком оптимистическими, основываясь на том, что ниже зоны окисления руда должна быть сильно обогащена пиритом и в силу этого непригодна для доменной плавки при тогдашней технологии.

В 1956 г. Бюро минеральных ресурсов (БМР) провело аэромагнитную съемку северо-западного побережья Тасмании и выявило две значительные магнитные аномалии, соответствующие центральному месторождению Севидж-Ривер и месторождению Лонг-Плейнс в 6 км к югу. Наземная магнитная съемка, проведенная БМР в 1957 г. [13], за которой последовало поисковое бурение, проведенное Горнорудным департаментом Тасмании [22], показали, что целесообразно провести дальнейшее обследование района месторождения. Детальные магнитные съемки БМР в период с 1960 по 1963 г. [5, 6], а также буровые работы и испытания обогащаемости руд, проведенные Горнорудным департаментом с 1960 по 1962 г. [16, 23], показали, что на месторождении имеются значительные, представляющие практический интерес запасы.

В 1961 г. И. Хадсон (из компании Industrial and Mining Investigations Pty. Ltd.) получил лицензию на проведение разведки месторождений Севидж-Ривер и Лонг-Плейнс. Было достигнуто соглашение с компанией Pickands Mather and Company International (1963 г.) о детальной экономической оценке месторождения с проведением металлургических испытаний. Детальные геологические исследования [17, 23] были основаны на полевых данных картирования и на результатах алмазного бурения. Добычу на центральном месторождении начала в январе 1967 г. компания Sarage River Mines (отделение компании Pickands Mather and Company).

Региональная геология

Месторождения Севидж-Ривер располагаются вдоль крупной зоны многофазных деформаций в пределах геоантиклинали (или ядра) Роки-Кейп. Геоантиклиналь, согласно определению, данному Джи [7], представляет собой крупное поднятие фундамента, протягивающееся через северо-западный угол Тасмании. Она сложена немой толщей осадочных, в основном неметаморфизованных пород протерозоя, окаймляющих выход древнего докембрийского фундамента — ядро Тайннан (рис. 1).

На северо-западном побережье выделяются три основных литологических комплекса, слагающие геоантиклиналь: группа Роки-Кейп, доломит Смиттон и формация Берни. Группа Роки-Кейп представляет собой неустойчивое чередование (шельфового характера) сланцев, алевролитов и ортокварцитов общей мощностью до 6000 м. На западе эти отложения с несогласием перекрываются доломитом Смиттон. Восточнее выходит формация Берни, представленная флишевой толщей мощностью 4500 м, состоящей из сланцев, кварцевых граувакк и прослоев подушечных лав, накапливавшихся в глубоководной обстановке. Осадочные отложения были смяты в складки и перемещены к юго-востоку в сторону ядра Тайннан в протерозойскую стадию орогенеза Пенгуин [7]. В ходе тектонических движений формация Берни и группа Роки-Кейп были разделены крутопадающей зоной рассланцевания, которая в настоящее время представляет собой метаморфическую толщу Кейт (рис. 1), или пояс метаморфических пород шириной до 8 км, состоящий из пелитовых метаморфических сланцев, зеленых сланцев и амфиболитов низкой и средней зеленосланцевых фаций метаморфизма.

К юго-западу располагаются магнетитовые месторождения Севидж-Ривер, которые вместе с толщей вулканогенных пород и интрузивами, сопровождающими месторождения, входят в состав толщи докембрийских метаморфических сланцев Уайт. Пояс докембрийских сланцев Уайт, протягивающийся от гавани Гранвилл до северной оконечности месторождений Севидж-Ривер, может быть прямым аналогом метаморфической толщи Кейт. Лентообразный пояс рассланцованных метаморфических пород, прослеженный на расстояние 115 км к север-северо-востоку от гавани Гранвилл до Уинъярда через весь северо-западный выступ Тасмании и включающий вышеназванные образования, получил наименование линеамента Артур [7]. Возможны широкие сопоставления, основанные на литологических ассоциациях пород, между группой Роки-Кейп и доломитом Смиттон на севере линеамента и разрезом неметаморфизованных осадочных толщ докембрия, залегающих на горе Доналдсон [21] (в 20 км к югу-западу от Севидж-Ривер) в западной части линеамента.

Поднятие геоантиклинали Роки-Кейп в среднем кембрии сопровождалось накоплением вулканогенных толщ и эвгеосинклинальных осадков на востоке рассматриваемой территории в узких бассейнах (трогах Дайэл и Дандас) и образованием меридионального пояса спилитовых вулканогенных пород на западе.

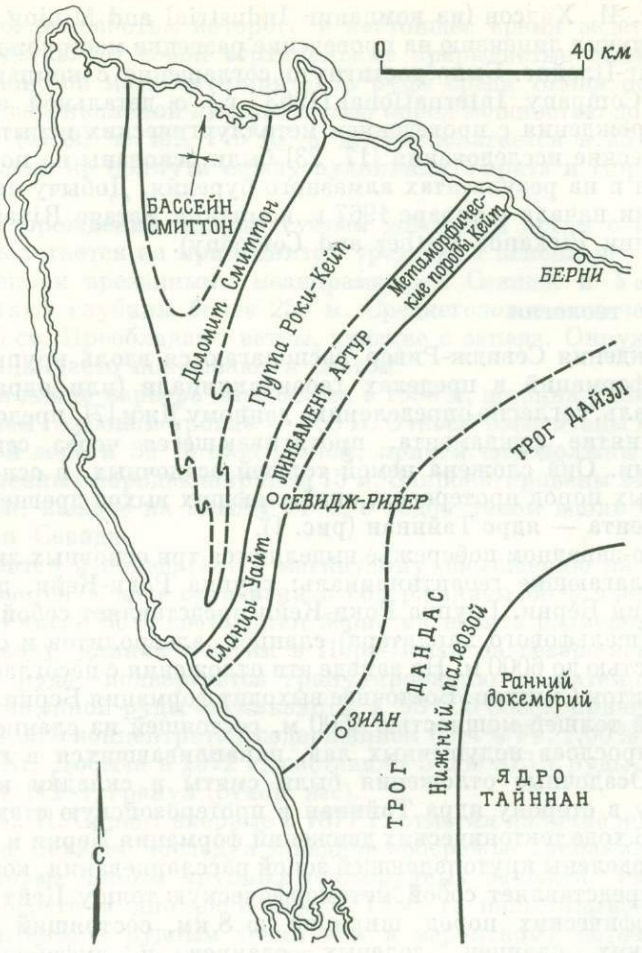


Рис. 1. Основные докембрийские и раннепалеозойские структурные элементы северо-западной Тасмании [7].

К востоку от Севидж-Ривер известен ультрамафический комплекс Хизлвуд-Ривер. Это одна из офиолитовых ультрамафических ассоциаций западной Тасмании, вдвинутых в качестве тектонических чешуй в кембрии [18].

Район подвергся новым деформациям в ходе девонской стадии орогенеза Таббераббера, за которыми последовало внедрение гранита Мередит, обнажающегося к востоку от сланца Уайт. К северу от района Севидж-Ривер выходы сланца Уайт исчезают под покровом пермских тиллитов и третичных оливиновых базальтов.

Стратиграфия района месторождения

Сланец Уайт. В районе Севидж-Ривер сланец Уайт представлен слюдяными сланцами, филлитами, кварцитами и алевролитами. Простирающиеся на север-северо-восток пачки пород имеют вертикальное или очень крутое падение и листоватую текстуру. Существуют попытки [26] разделить всю толщу на две ассоциации: существенно пелитовую и существенно псаммитовую.

На Центральном месторождении оруденелые амфиболиты и небольшие доломитовые магнетит-пиритовые линзы располагаются среди кварц-актинолитовых, кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых сланцев. В 500 м восточнее основного рудного тела наблюдаются выходы пиритизированного графитистого сланца (рис. 2). Стадия метаморфизма соответствует альбит-мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации; есть спорадические признаки более высокой стадии метаморфизма в виде оболочек роговой обманки вокруг метабластов актинолита.

Амфиболиты. Оруденение ассоциируется с серией мафических (до ультрамафических) интрузивов и эффузивов, располагающихся среди сланцев Уайт как согласно, так и в виде секущих тел. Метаморфизм первоначальных толеитовых базальтов и кальциевых габбро в сочетании с процессами уралитизации, соссюритизации и незначительной пропилитизации явился причиной формирования среди зеленосланцевой толщи тремолит/актинолит-хлорит-альбит-эпидотовой ассоциации. Текстура подушечных лав и реликты магматогенных текстур довольно часто сохраняются в мафических породах, но исчезают в серпентинитах.

Геохимическая характеристика толеитов (исключая зоны обширного рассланцевания) удивительно однообразна [3], и расчленение амфиболитов приходится проводить на основании структурных признаков и полевых взаимоотношений. Основными породообразующими минералами являются актинолит (местами частично замещенный роговой обманкой), эпидот и хлорит с примесью биотита, вторичного альбита, а также сфена, ильменита, кальцита и пирита. Поздний метасоматоз удается подметить по появлению примесей турмалина и скаполита.

К востоку от Центрального месторождения развиты рассланцованные амфиболитовые эффузивы с прослоями подушечных лав и клиньями антигорит-хлорит-тальковых серпентинитов (рис. 3). В подушечных лавах присутствуют миндалины кальцита и эпидота, диаметр которых (по удлинению) в среднем 50 см.

Среди рассланцованных эффузивов и хлоритовых сланцев встречаются параллельные пластовые тела каждое мощностью до 25 м, не подвергшиеся рассланцеванию. Удлиненное тело кальциевого габбро, сложенное грубыми зернами актинолита, эпидота и альбита, располагается западнее среди кварц-актинолитовых сланцев (рис. 3).

Интрузивные и эффузивные тела, а также ритмично-слоистые рудные линзы прорезаны поздними дайками толеита до 2 м в поперечнике. Эти дайки залегают согласно со сланцеватостью, наблюдаемой в сланцах в горных выработках. По химическому составу эти однородные дайки близки к пластовым телам и подушечным лавам и, очевидно, имеют общий магматический источник.

На реке Роки, непосредственно западнее залегания оруденелых амфиболитов, наблюдаются выходы катакластически измененного интрузивного кварцевого диорита.

Метаосадки. К востоку в разрезах эффузивов присутствуют небольшие разорванные слои (мощностью до 10 см) андезитовых туфов и криптокристаллических кремней. На месторождениях Севидж-Ривер и Лонг-Плейнс среди рудных пород встречаются залегающие согласно с ними загрязненные окремнелые доломиты и магнезиты с прослойками зеленых сланцев.

Структура

Рудные линзы, амфиболиты и метаосадочные образования, входящие в состав сланцев Уайт, пережили по меньшей мере один период совместной деформации и метаморфизма во время протерозойской стадии орогенеза

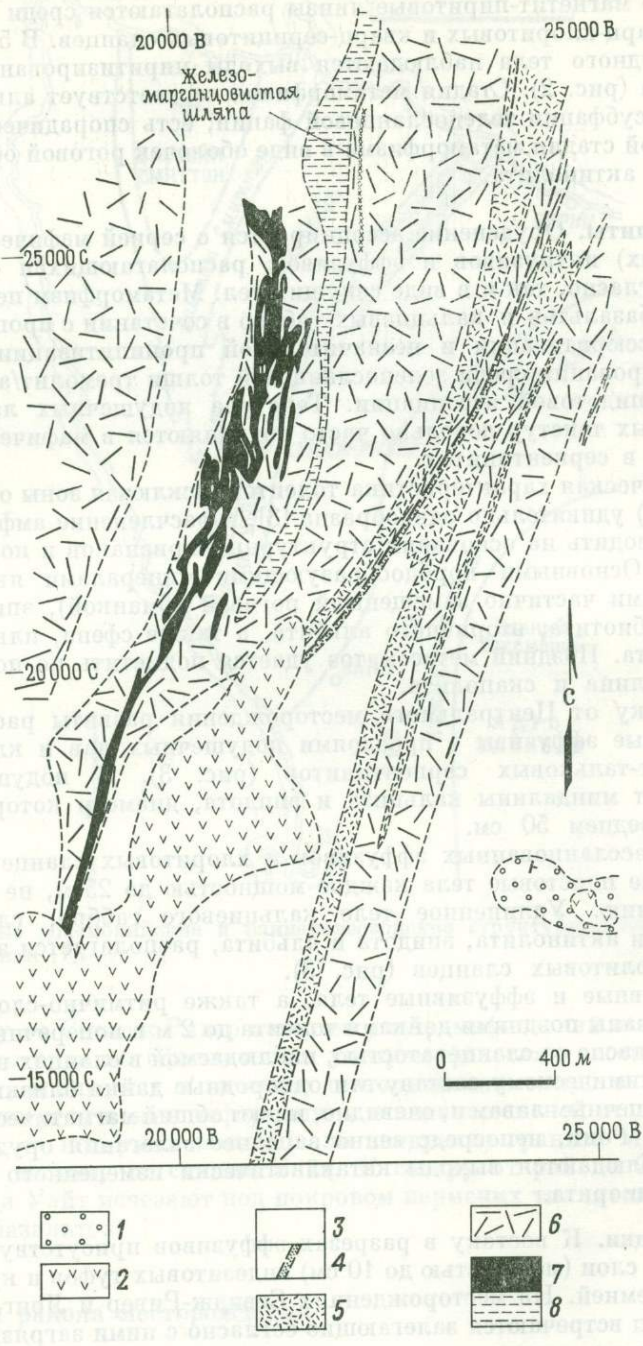


Рис. 2. Геологическое строение района Севидж-Ривер.

Третичные отложения: *1* — галечники, пески, лигниты, глины, конгломераты, *2* — базальты; *докембрийские отложения*: *3* — кварц-серицит-хлоритовые сланцы, *4* — черные графитисто-пиритовые сланцы, *5* — кварц-актинолитовые сланцы, *6* — амфиболиты, *7* — магнетитовые руды, *8* — окремнелые доломиты.

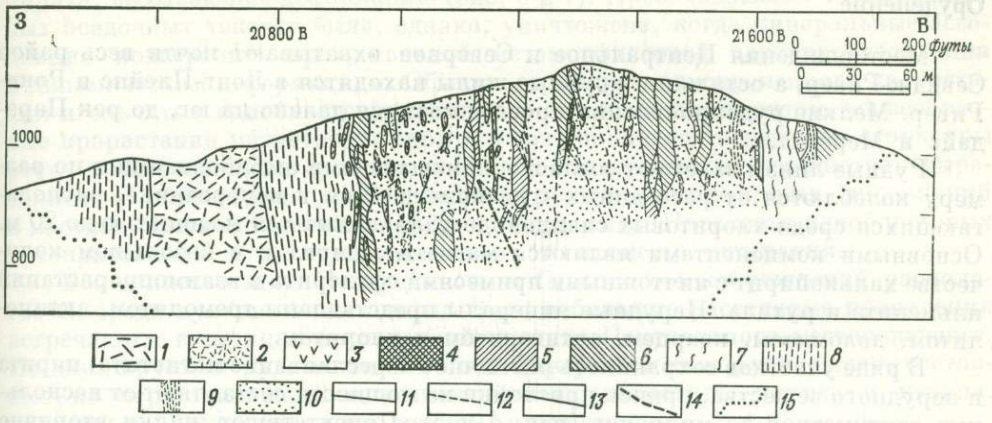


Рис. 3. Разрез по линии 23260С через Центральное месторождение Севидж-Ривер.

1 — кальциевое габбро; *2* — тонкозернистый амфиболит; *3* — подушечные лавы; *4* — кремень; *5* — рассланцованный амфиболит; *6* — нерассланцованный амфиболит; *7* — хлоритовый сланец; *8* — кварц-актинолитовый сланец; *9* — полосчатые антигорит-магнетитовые руды; *10* — магнетит-пиритовые руды; *11* — геологическая граница установленная; *12* — геологическая граница предполагаемая; *13* — разлом установленный; *14* — разлом предполагаемый; *15* — проектные границы карьера.

Пенгуин и одну фазу деформации во время девонской стадии орогенеза Табберабберра.

Осевые плоскости вертикальных изоклинальных складок в сланцах Уайт параллельны простиранию линеамента Артур. Механическая дезинтеграция и будинаж в собранных в тесные складки пластах кварцита развиты очень широко. Непосредственно к западу от метаморфического пояса на основании косой и градационной слоистости в сланцах и косого кливажа удается установить наличие перевернутого восточного крыла антиклинали. Такая структура аналогична ситуации, отмеченной Джи [8] на северо-западном побережье.

В массивных интрузивных телах рассланцевание носит локальный характер и наблюдается только по их окраинам, на контактах с покрывающими их сланцами, рассланцованными до тонкой листоватости. Обычны разломы, параллельные этой листоватости. Во многих перекристаллизованных линзах массивной руды присутствуют «обрывки» и «линзочки» тонкозернистого амфиболита — остатки поздних даек, подвергшихся изоклинальной складчатости и рассланцеванию (рис. 3).

Джи [8] рассматривает амфиболитовые дайки среди метаморфических пород толщи Кейт как аналоги долеритов Куи, внедрение которых в качестве синтектонических интрузий связано с основной ранней фазой складчатости в стадию орогенеза Пенгуин. Долерит Куи обладает близким химическим составом с интрузивами Севидж-Ривер; его абсолютный возраст датируется 700 млн. лет (Дж. Ричардс, Австралийский национальный университет) и 735 ± 15 млн. лет [3], полученными калий-аргоновым методом.

Постметаморфические деформации, связанные со стадией орогенеза Табберабберра, проявились в образовании широких открытых складок северо-западного простирания и другой системы секущих сбросов под острым углом к листоватости. Во время отработки месторождения в последнее время обнаружилось возрастание сложности роли сбросовой тектоники (Н. К. Пратт, личное сообщение) и были выявлены крупные кулисообразные разломы с общим смещением на 100 м.

Оруденение

Месторождения Центральное и Северное охватывают почти весь район Севидж-Ривер, а остальные крупные жилы находятся в Лонг-Плейнс и Рокки-Ривер. Мелкие рудопроявления прослеживаются далеко на юг, до рек Парадайс и Мередит.

Рудные линзы залегают согласно с вмещающими амфиболитами и по размеру колеблются от рассеянных «глазков» до 2 см в поперечнике, располагающихся среди хлоритовых сланцев, до удлиненных тел мощностью до 20 м. Основными компонентами являются магнетит, пирит и в небольшом количестве халькопирит с ничтожными примесями сфалерита и взаимопрорастаний ильменита и рутила. Нерудные минералы представлены тремолитом, актинолитом, доломитом, кварцем, антигоритом и хлоритом.

В ряде участков сохранилось ритмичное переслаивание магнетита, пирита и нерудного вещества, причем прослойки по мощности составляют от нескольких сантиметров до микронов (рис. 4 и 5). Присутствуют жилки вторично мобилизованного и перекристаллизованного пирита, а местами — внедрения

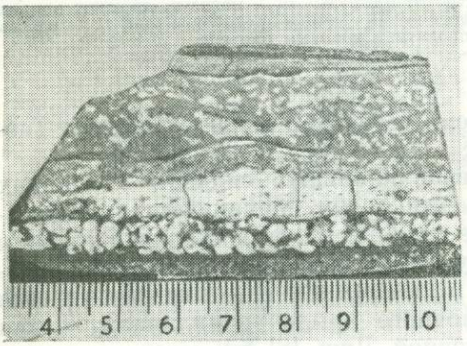


Рис. 4. Грубозернистый пирит (белое) и магнетит (серое), переслаивающиеся с хлоритовым нерудным веществом (черное).
Масштаб дан в сантиметрах.

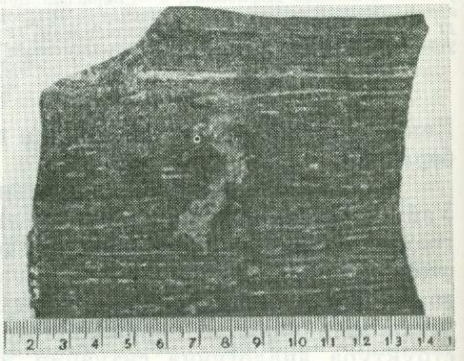


Рис. 6. Ритмично-расслоенная пирит (белое)-магнетит (серое)-актинолитовая (черное) руда, прорезанная жилками переотложенного и перекристаллизованного пирита.
Масштаб дан в сантиметрах

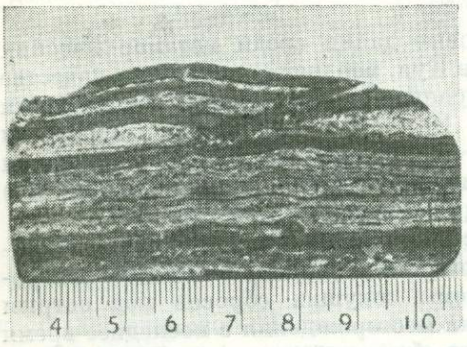


Рис. 5. Чередование частично разорванных слойков среднезернистого пирита (белое) с тонкозернистым магнетитом (серое) и хлоритом (черное).
Масштаб дан в сантиметрах.

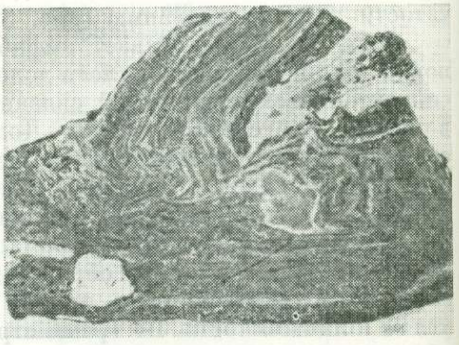


Рис. 7. Сжатая складка с зазубринами в расслоенной магнетит-пиритовой руде.
Масштаб дан в сантиметрах.

пирита, вызывающие деформацию (рис. 6 и 7). Преобладающая часть первичных осадочных текстур была, однако, уничтожена, когда минеральные ассоциации подверглись прогрессивной метаморфической перекристаллизации и динамическим деформациям. Обычны структуры одновременного прорастания игольчатых идиобластов тремолита и актинолита с пиритом, червеобразные прорастания магнетита и пирита и сохранившиеся первичные структуры роста в многогранных срастаниях пирита. Динамические воздействия выразились в образовании сланцеватых структур, межзерновых дислокаций и местных катакластических деформаций разрыва. Плоскости идиобластовых метакристаллов пирита деформированы в процессе истирания.

Большинство линз Центрального и Северного месторождений располагается среди вулканогенных пород, хотя небольшие рассеянные проявления встречаются в сланцах на западной границе Центрального месторождения. Из двух крупных рудных линз в Роки-Ривер восточное рудное тело, состоящее из переслаивающихся тонкозернистых магнетита, пирита и кварца, полностью приурочено к хлоритовым сланцам.

Изучая следовые элементы в пирит-магнетитовых рудах Центрального месторождения, Лофтес-Хиллс [14] установил, что в пиритах содержания Co колеблются в пределах 1000—2600 млн$^{-1}$, а Ni — от 700 до 2700 млн$^{-1}$ (соотношение Co/Ni в отдельных образцах близко к единице), а в магнетитах Co содержится 20—40 млн$^{-1}$, Ni — от 220 до 1600 млн$^{-1}$. Предполагается, что последовательно сменявшиеся фазы метаморфизма обусловили примерно равное участие Co и Ni в сосуществовавших магнетитах и пиритах (на основе данных по отдельным образцам).

Подобные же пределы значений отмечены [3] для месторождений Северного, Центрального и Лонг-Плейнс. Однако установлено отчетливое снижение содержаний Co и Ni в относительно слабо деформированных пиритах Роки-Ривер (в среднем 250 млн$^{-1}$ Co и 50 млн$^{-1}$ Ni). Это, возможно, объясняется удалением следовых элементов из основной зоны оруденения. Повсеместно снижение содержания Ni и Co наблюдается только во вторично мобилизованных и перекристаллизованных жилках пирита.

Содержания Se в пирите на Центральном месторождении [15] колеблются от 20 до 30 млн$^{-1}$, что близко к содержаниям Se в осадочных пиритах.

Содержания изотопов серы, определенные Т. Рафтером (Новозеландский институт ядерных исследований) в пяти пиритовых ассоциациях Центрального месторождения, дали колебания δS^{34} от +7,7 до 11,1 млн$^{-1}$ со средним значением +9,00 млн$^{-1}$, типичным для массивных сульфидных залежей [3].

Выветривание проникло на глубину до 80 м от первоначальной поверхности в некоторых магнетитовых линзах на Центральном месторождении (средняя глубина выветривания составляет 40 м). В зоне окисления остаточный магнетит окружен каемками мартита и более позднего лимонита. В зоне вторичного обогащения присутствуют борнит, халькозин, ковеллин и самородная медь (по халькопириту); эти минералы особенно развиты вдоль трещин. На поверхности как акцессорный редкий минерал встречается рашлейгит (железистая бирюза).

Генезис

Хьюджес [11] объяснял происхождение руд как магматическую сегрегацию из основных даек кембрийского возраста. Однако Холл и Соломон [10] заметили, что размеры магматических тел меньше, чем размеры рудных линз магнетита, и предположили, что рудные компоненты, видимо, образовались до внедрения этих тел. Бэнкс [1] предполагал механизм дифференцированной мобилизации *in situ*. Перкин [17] придерживался гипотезы о позднемагматическом проникновении остаточных флюидов, содержащих магнети-

товое вещество, из магматической камеры позднего докембрия. Он отстаивал представление о внедрении основной магмы в виде крупной дайки по обширной зоне разлома с отщеплением обогащенной железом фазы до полной кристаллизации.

Уркарт [26], отметив явную парагенетическую последовательность смены силикатов, за которыми следовали перемежающиеся фазы сульфидов и окислов, предложил гипотезу гидротермального генезиса оруденения. Он принял как постулат, что отложение магнетита происходило в пустотах проницаемых для растворов зеленых сланцев (пустоты образовались в результате позднего рассланцевания и перекристаллизации даек) и что оруденение генетически связано с первичными амфиболитовыми породами, а возможно, и с кембрийским ультрамафическим комплексом, развитым на реке Хизлвуд, в 5 км к востоку. Однако Джи [8] на основании изучения и сравнения петрографии, химического состава и метаморфических фаций амфиболитов в нижних течениях рек Паймен и Севидж, группы долеритовых даек на реке Интервью (в 15 км юго-западнее) и докембрийских долеритов Куи на северо-западном побережье предположил, что как оруденение, так и вмещающие магматические породы в Севидж-Ривер связаны с позднепротерозойской стадией орогенеза Пенгуин.

Детальное картирование в карьере, проводившееся с момента начала разработки месторождения в 1967 г., выявило согласное залегание рудных линз с толщей вулканогенных эффузивных пород и присутствие среди этой толщи согласно залегающих андезитовых туфов, магнезитов, окремнелых доломитов и кремней. Структурный анализ показал, что рудные линзы и основные дайки поздней стадии в пределах вулканогенной толщи пережили те же самые крупные деформации в течение орогенеза Пенгуин [3]. Об этом свидетельствуют текстуры деформации, перекристаллизация и частичная вторичная мобилизация рудных минералов в ходе тектонических событий.

Тесная связь во времени и пространстве между согласно залегающим оруденением типа Альгома и докембрийским основным вулканизмом наблюдалась во многих регионах мира [9]. Кроме того, установлена ассоциация железных руд с вулканизмом на ранних стадиях металлогенического цикла (ср. [2, 12]), а также присутствие окислов и (или) сульфидов железа в качестве исходной ассоциации при образовании широкого спектра массивных сульфидных месторождений (ср. [4, 27]).

Большая протяженность и линейный характер линеамента Артур, разделяющего шельфовые и окраинно-океанические фации, позволяют предположить, что круто падающая зона рассланцевания может указывать на присутствие крупного разрыва, разделявшего эти обстановки. Магматические процессы глубокого заложения, концентрировавшиеся вдоль такой тектонической структуры, могли иметь вулканическую природу и сопровождаться эксгаляциями рудных флюидов при переменных значениях Eh, pH и отношения кислород/сера, происходившими в локальных участках, ограниченных разломами.

Месторождения Севидж-Ривер, наиболее древние среди крупных рудных скоплений Тасмании, могут быть увязаны с первоначальными стадиями развития Тасманской орогенической зоны [19] в позднем докембрии или с вулканической фазой заполнения восточной части протерозойской геосинклинали Аделаида.

Список литературы

1. *Banks M. R.*, Geology and mineral deposits, in Atlas of Tasmania (Ed. J. L. Davies), Dept. Lands Tasm., 12-17, 1965.
2. *Билибин Ю. А.*, Металлогенические провинции и металлогенические эпохи, М., Госгеолтехиздат, 1955.

3. *Coleman R. J.*, The Savage River magnetite deposits, Ph. D. thesis, University of Tasmania, 1974.
4. *Дербиков И. В., Нуварьева Ю. А.*, К проблеме паравулканической зональности вулканогенно-осадочных рудных месторождений, ДАН СССР, **176**, № 6, 1367—1369, 1967.
5. *Eadie E. N.*, Savage River geophysical surveys, Tasmania, 1960-61, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1962-66, 1962.
6. *Eadie E. N.*, Magnetic survey of the Savage River and Long Plains iron deposits, north-west Tasmania, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 120, 1970.
7. *Gee R. D.*, The tectonic evolution of the Rocky Cape Geanticline in north-west Tasmania, Ph. D. thesis, University of Tasmania, 1967a.
8. *Gee R. D.*, The Proterozoic rocks of the Rocky Cape Geanticline, in Proc. Univ. Tasm. Symposium on Geology of West Tasmania, 1967b.
9. *Gross G. A.*, The depositional environment of principal types of Precambrian iron-formations (Int. symp. on the geology and genesis of Precambrian iron/manganese formations and ore deposits, Kiev, 1970), 1970.
10. *Hall G., Solomov M.*, Metallic mineral deposits in Geology of Tasmania (Eds. A. Spry and M. R. Banks), J. geol. Soc. Aust., 9, 285-309, 1962.
11. *Hughes T. D.*, Savage River iron deposits progress report, Tech. Rep. Dep. Mines Tasm., 5, 162-179, 1961.
12. *Hutchinson R. W., Ridler R. H. Suffel G. G.*, Metallogenic relationships in the Abitibi Belt, Canada, a model for Archaen metallogeny, Bull. Canad. Inst. Min. Metall., 708, 48-57, 1971.
13. *Keunecke O.*, Savage River iron ore deposits, north-western Tasmania, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1958-59, 1958.
14. *Loftus-Hills G.*, Cobalt, nickel and selenium in Tasmania ore minerals, Ph. D. thesis, University of Tasmania, 1968.
15. *Loftus-Hills G., Groves D. I., Solomon M.*, The selenium content of some Tasmanian sulphides, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 323, 55-56, 1969.
16. *Manson W. St. C.*, Savage River magnetite, beneficiation by magnetic separation, Tech. Rep. Dep. Mines Tasm., 6, 160-170, 1962.
17. *Perkin D. J.*, Geological report of the Savage River field investigation, August 1964—January 1966, Pickands Mather and Co. International Report, 1966.
18. *Rubenach M. J.*, The Tasmanian ultramafic-gabbro and ophiolite complexes, Ph. D. thesis, University of Tasmania, 1974.
19. *Solomon M., Groves D. I., Klominsky J.*, Metallogenic provinces and districts in the Tasman Orogenic Zone of eastern Australia, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 242, 9-24, 1972.
20. *Sprent C. P.*, Western country, Tasm. House of Assembly Pap. 27, 1877.
21. *Spry A.*, Precambrian rocks of Tasmania, Part 6, The Zeehan-Corinna area, Pap. roy. Soc. Tasm., 3, 151-158, 1964.
22. *Symons J. G.*, Progress report on the exploration of the Savage River iron ore deposits, Tech. Dep. Mines Tasm., 3, 151-158, 1959.
23. *Symons J. G.*, Progress report on the exploration of the Savage River iron deposits, Tech. Rep. Dep. Mines Tasm., 7, 113-133, 1963.
24. *Twelvetrees W. H.*, Report on mineral fields between Waratah and Long Plains, Publ. Dep. Mines Tasm., 1903.
25. *Twelvetrees W. H., Reid A. M.*, Iron ore deposits of Tasmania, Miner. Resour. geol. Surv. Tasm., 6, 1919.
26. *Urguhart G.*, Magnetite deposits of the Savage River—Rocky River region, Bull. Geol. Surv. Tasm., 48, 1966.
27. *Waltham A. C.*, Classification and genesis of some massive sulphide deposits in Norway, Trans. Inst. Min. Metall., 77, B153-B161, 1968.
28. *Woolnough W. G.*, Iron ore deposits of Tasmania, Rep. Dep. Mines Tasm., 1939.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ БОКСИТОВ

В Австралии имеются четыре крупных важных бокситовых месторождения: на полуострове Кейп-Йорк, близ Уэйпа (Квинсленд), на полуострове Гов (Северная территория), на плато Кимберли (Западная Австралия) и в хребте Дарлинг (Западная Австралия). В настоящем разделе приведено описание главных участков всех четырех месторождений.

Небольшие месторождения бокситов известны в Тасмании, Виктории, Новом Южном Уэльсе и Квинсленде. Они подробно описаны в литературе, особенно в работах Оуэна [8].

Уэйпа

Х. Эванс

Общие сведения

Месторождения Уэйпа расположены на западе полуострова Кейп-Йорк и являются частью обширного пояса третичных глиноземистых латеритов. Эти латериты протягиваются с небольшими эрозионными перерывами вдоль западной части полуострова на расстояние 350 км от мыса Врилья на севере до реки Холройд на юге и занимают площадь примерно 11 000 км^2 (рис. 2). Один небольшой останец бокситов расположен на востоке полуострова восточнее реки Искейп.

Размеры и экономическое значение бокситового месторождения были определены автором в июне 1955 г., когда он проводил региональные рекогносцировочные работы с целью поисков нефти. Впервые о нахождении латеритов в пределах основной площади упоминали Джек в 1880 г. и Джексон в 1902 г. Оуэн [8], ссылаясь на образец боксита с мыса Пера-Хед, приходит к выводу о перспективности этого района. Но еще в 1802 г. Флиндерс обращал внимание на бросающиеся в глаза красные обрывы вдоль побережья моря.

Первый корабль с грузом бокситов был отправлен из Уэйпа в марте 1963 г., и в настоящее время Уэйпа является самым крупным в мире портом по перевозке бокситов. В 1970 г. общий объем грузов составил 5,8 млн. т, в 1973 г. он превысил 6 млн. т, а к середине 1974 г. эта цифра должна была увеличиться до 10,7 млн. т.

H. J. Evans, Former Chief Geologist, Commonwealth Aluminiun Corporation. Публикуется с разрешения компании.

С целью достижения такой высокой производительности горные выработки предполагалось продолжить в район Эндум, расположенный в северной части арендуемой площади. Этот новый район разработок находится в 21 км от мыса Лорим, где располагаются все основные коммуникации. Для связи этих двух районов намечалась постройка железной дороги, которая должна была пересечь две реки.

Уэйпа является в настоящее время одним из ведущих по грузообороту портов Австралии. В мелководном заливе Албатросс был прорыт 13-километровый подводящий канал, по которому суда могут проплывать в относительно глубокое устье реки Эмбли. Во время приливов канал регулярно используется для проведения судов, перевозящих до 55 тыс. т бокситов.

Латеритовое месторождение полуострова Кейп-Йорк, по-видимому, представляет собой одно из наиболее крупных месторождений бокситов в мире. Детальное бурение, осуществленное в окрестностях порта Уэйпа, в пределах площади радиусом 30 км показало, что запасы экономически ценной бокситовой руды превышают 500 млн. т. Общие запасы в пределах площади, протянувшейся от мыса Врилья до залива Арчер, очевидно, превышают 2000 млн. т.

Общая геология

Геологическая и физико-географическая характеристики месторождения Уэйпа детально описаны в ранней статье автора (Evans, 1965); здесь будут приведены только краткие общие сведения, которые мы обсудим с точки зрения характерных структурных и других особенностей рудных тел, выявленных при проведении горных выработок и детальном бурении.

Полуостров Кейп-Йорк представляет собой северное замыкание региональной антиклинальной структуры, в пределах которой мезозойские и более молодые отложения залегают на древнем фундаменте, образующем ядро куполообразной структуры с небольшими углами падения (рис. 1). Глиноземистые латериты встречаются в основном в пределах западного крыла региональной складки и развиты на аркозовых песках, глинах и алевролитах предположительно третичного возраста.

Региональное распространение латеритов

Латеритизация широко распространена на полуострове Кейп-Йорк, и третичный пенеплен, который может быть прослежен далеко в сторону суши, захватывает большое количество различных типов пород, в том числе меловые аргиллиты и песчаники, триасовые песчаники и докембрийские кристаллические сланцы и граниты.

Региональное картирование и опробование руд за пределами арендуемых участков Комалко [9] показали, что латериты по своим химическим и физическим свойствам могут быть разделены на несколько отчетливых групп. В результате этих работ были выделены следующие четыре крупные группы:

1) сильно пизолитовые бокситовые латериты, развитые на третичных осадочных породах;

2) частично эродированные, сцементированные железистые пизолитовые латериты, местами бокситсодержащие, развитые на третичных осадочных породах;

3) землистые высококремнеземистые железистые латериты, не содержащие бокситов, развитые, вероятно, частично на маломощных третичных осадочных породах, но главным образом на меловых и более древних породах;

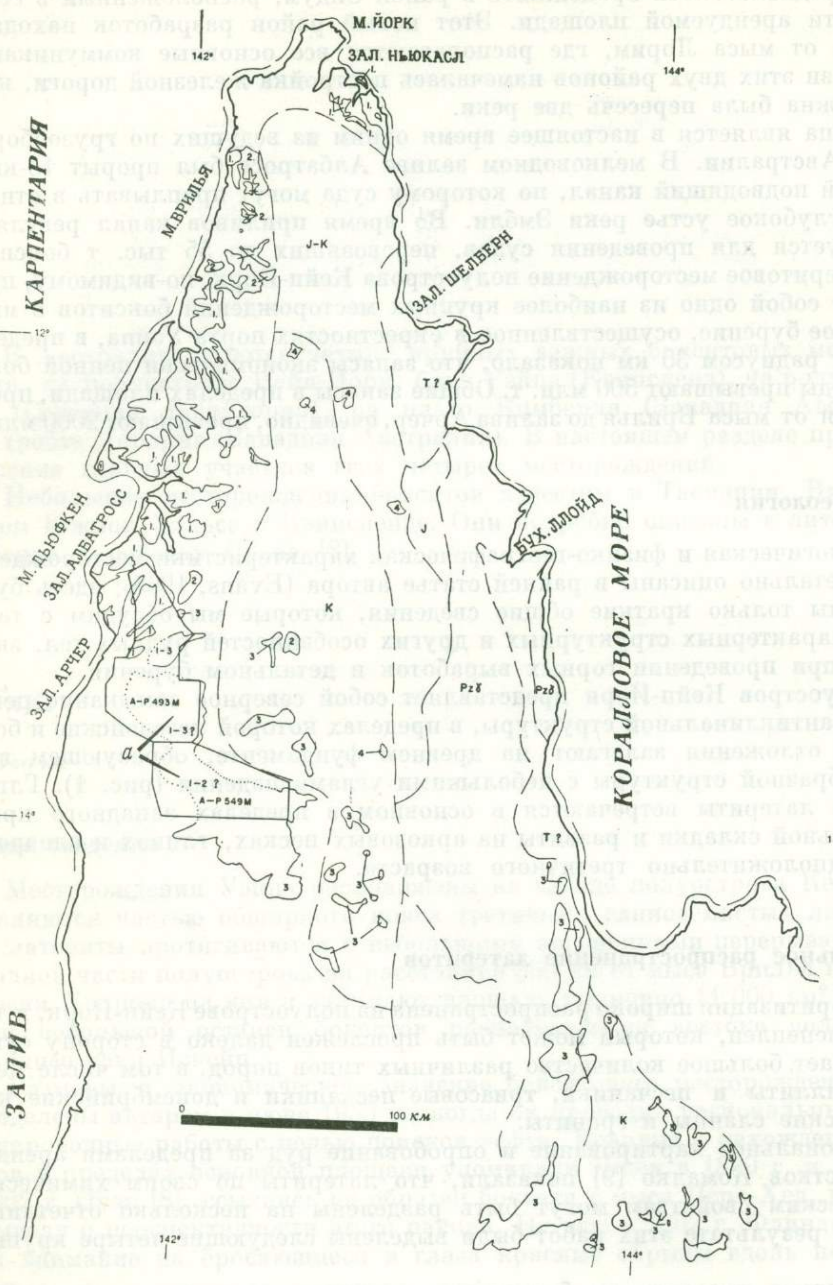


Рис. 1. Распространение третичных латеритов полуострова Кейп-Йорк, Квинсленд (по Уитчеру).

1 — сильно пизолитовые бокситовые латериты; *2* — частично эродированные, сцементированные железистые пизолитовые латериты, местами бокситсодержащие; *3* — землистые высококремнеземистые железистые латериты, не содержащие бокситов; *4* — лимонитовые латериты «бакшот», сцементированные, не содержащие бокситов; *J* — отвердевшие песчаники и алевролиты; *K* — морские алевролиты и базальные конгломераты; *T* — песчаники и алевролиты; Pzγ — кристаллические сланцы и граниты. *a* — арендованные участки Типперери с неизученной геологией.

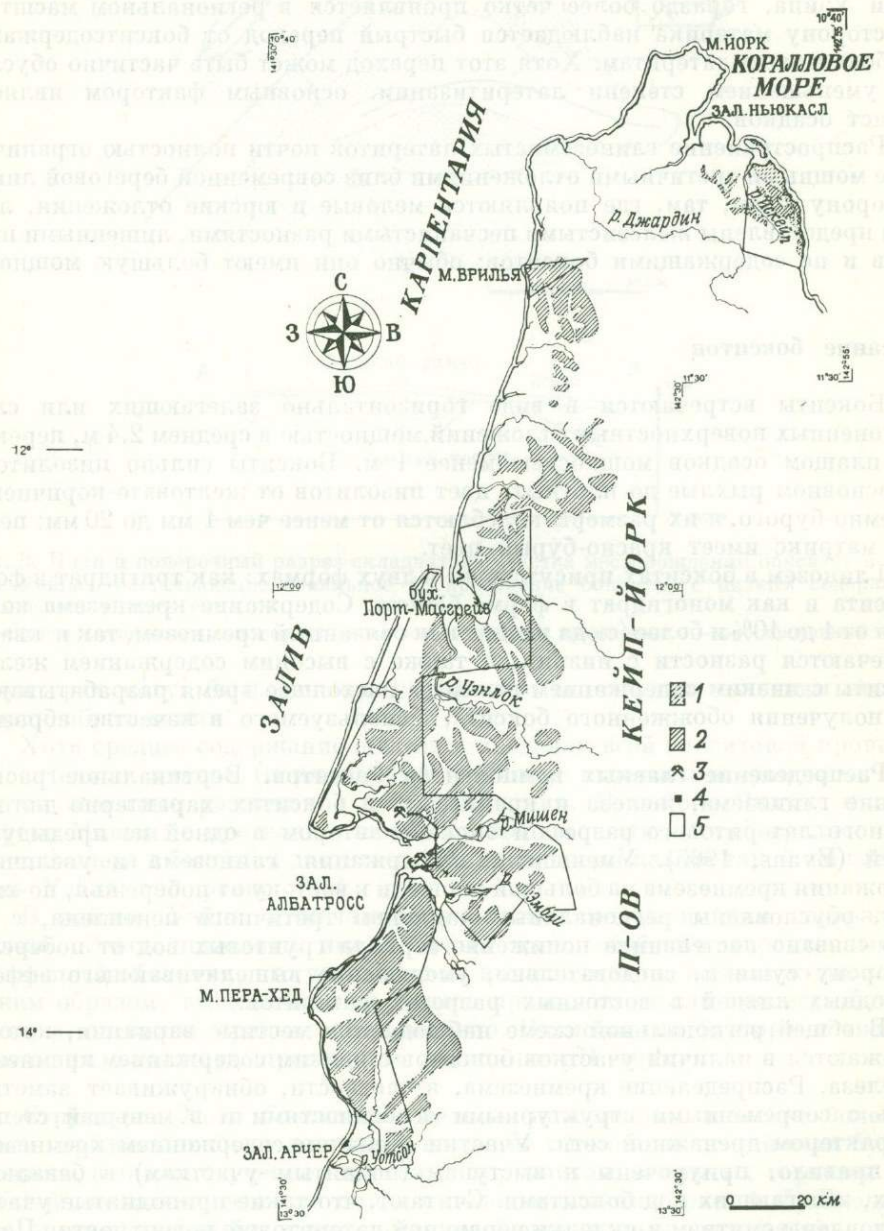


Рис. 2. Геологическая карта полуострова Кейп-Йорк, Квинсленд.

1 — бокситовые и железистые латериты под мощным покровом песчаных дюн; *2* — бокситовые и железистые латериты; *3* — бокситовые рудники; *4* — порт Уэйпа; *5* — арендованные участки Комалко.

4) лимонитовые латериты «бакшот» (buckshot — крупная дробь), сцементированные, не содержащие бокситов, развитые на меловых и юрских отложениях.

Увеличение к востоку содержания кремнезема, отмеченное на месторождении Уэйпа, гораздо более четко проявляется в региональном масштабе, и в сторону материка наблюдается быстрый переход от бокситсодержащих к небокситовым латеритам. Хотя этот переход может быть частично обусловлен уменьшением степени латеритизации, основным фактором является возраст осадков.

Распространение глиноземистых латеритов почти полностью ограничено более мощными третичными отложениями близ современной береговой линии. В сторону суши, там, где появляются меловые и юрские отложения, латериты представлены железистыми песчанистыми разностями, лишенными пизолитов и не содержащими бокситов; обычно они имеют большую мощность.

Описание бокситов

Бокситы встречаются в виде горизонтально залегающих или слабо наклоненных поверхностных отложений мощностью в среднем 2,4 м, перекрытых плащом осадков мощностью менее 1 м. Бокситы сильно пизолитовые и в основном рыхлые до плотных; цвет пизолитов от желтовато-коричневого до темно-бурого, а их размеры колеблются от менее чем 1 мм до 20 мм; песчаный матрикс имеет красно-бурый цвет.

Глинозем в бокситах присутствует в двух формах: как тригидрат в форме гиббсита и как моногидрат в форме бёмита. Содержание кремнезема колеблется от 1 до 10% и более (сюда входит как связанный кремнезем, так и кварц). Встречаются разности с низким, а также с высоким содержанием железа. Бокситы с низким содержанием железа в настоящее время разрабатываются для получения обожженного боксита, используемого в качестве абразива.

Распределение главных компонентов бокситов. Вертикальное распределение глинозема, железа и кремнезема в бокситах характерно для нормального латеритового разреза и описано автором в одной из предыдущих статей (Evans, 1965). Уменьшение содержания глинозема и увеличение содержания кремнезема на большой площади к востоку от побережья, по-видимому, обусловлены региональным наклоном третичного пенеплена, с чем было связано постепенное понижение зеркала грунтовых вод от побережья в сторону суши и, следовательно, уменьшение выщелачивающего эффекта ежегодных ливней в восточных разрезах латеритов.

В общей региональной схеме наблюдаются местные вариации, которые выражаются в наличии участков бокситов с низким содержанием кремнезема и железа. Распределение кремнезема, в частности, обнаруживает заметную связь с современными структурными особенностями и в меньшей степени с характером дренажной сети. Участки с низким содержанием кремнезема, как правило, приурочены к выступам (поднятым участкам) в базальных слоях, залегающих под бокситами. Считают, что такие приподнятые участки обусловлены смятием в складки первичной латеритовой поверхности. Последующая эрозия, в результате которой сформировалась современная поверхность суши, обнажила более низкие части разреза первичного профиля над замками складок. Вследствие этого возникло зональное распределение бокситов с низким содержанием кремнезема на крыльях складок (рис. 3). Дополнительное выщелачивание кремнезема могло происходить за счет дренажа замковых частей складок после складкообразования. Участки с низким содержанием кремнезема в мощном разрезе бокситов в синклинальных

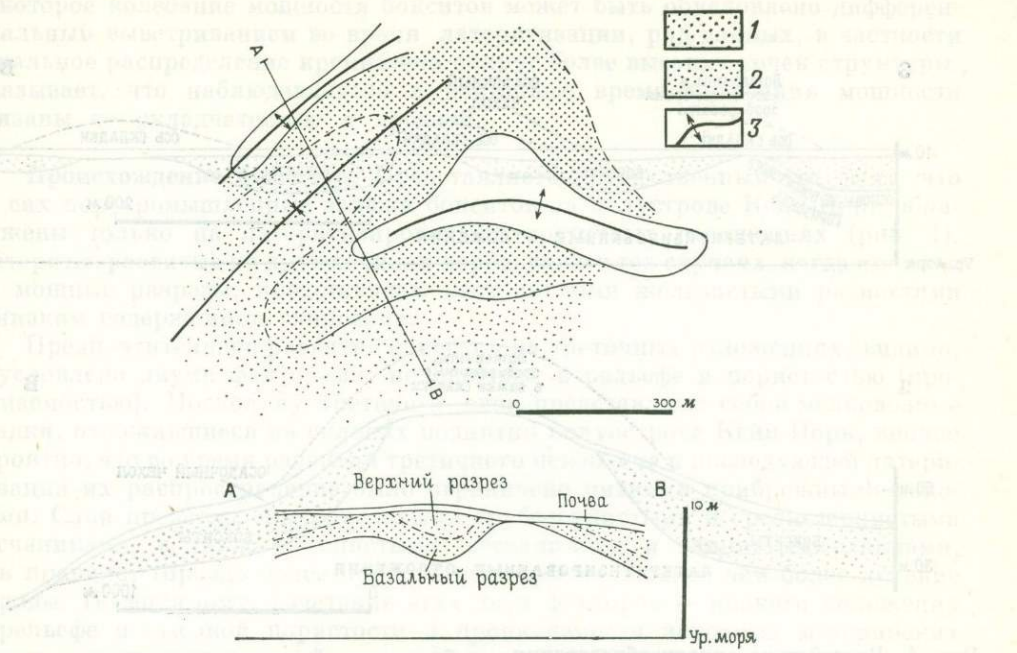


Рис. 3. План и поперечный разрез складчатого участка месторождений бокситов в западном Уэйпа, показывающие зональное распределение бокситов с низким содержанием кремнезема вокруг складок.

1 —низкое содержание кремнезема; *2* — высокое содержание кремнезема; *3* — эродированный участок.

структурах могут быть связаны с эффектом вымывания, имевшим место до складкообразования.

Хотя среднее содержание железа в пределах всей бокситовой провинции относительно низкое (порядка 12%), между отдельными районами отмечаются заметные различия в его содержании. В районе Эндум, к северу от реки Мишен, в пределах участка площадью почти 80 км², среднее содержание железа в бокситах достигает 16%, в то время как на такой же площади близ Уэйпа оно равно 7%.

В районе Уэйпа встречаются участки с очень низким содержанием железа. Здесь пизолиты имеют белый цвет, особенно характерный для их внешней оболочки, что указывает на выщелачивание железа из пизолитов. Таким образом, выщелачивание железа произошло после процесса бокситизации и, очевидно, сравнительно недавно. Возможными факторами являлись изменения характера дренажа и величины pH воды.

Структура. Хотя бокситовая залежь повсеместно залегает более или менее горизонтально, ее детальное изучение с помощью густой сети буровых скважин, а также изучение базальных горизонтов, вскрытых горными выработками, показали, что она смята в пологие складки (рис. 4, 5). Значительная эрозия латеритов имела место особенно в замковых частях складок и вокруг них. Материал, эродированный с осевых частей складок, мог быть отложен в синклиналях. Из-за неоднородной пизолитовой структуры бокситов такой переработанный материал трудно отличить от первичных латеритов, образовавшихся *in situ*.

Большинство складок имеет северо-восточное до восток-северо-восточного простирание, но некоторые секущие складки простираются с севера на юг. Складки пологие, падение их крыльев редко превышает 2°. Хотя

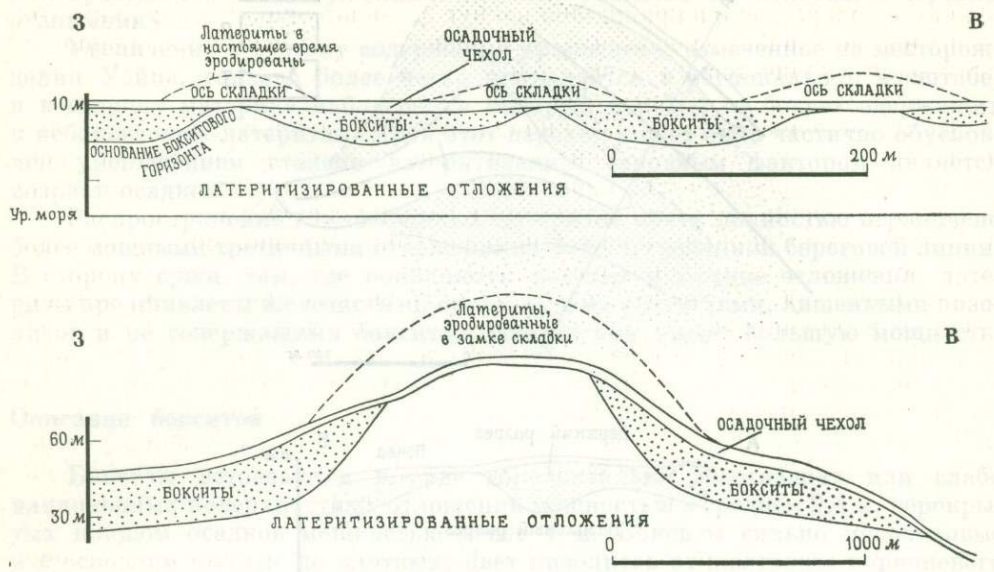


Рис. 4. Воздействие складкообразования.

Вверху: широтный разрез близ Уэйпа, показывающий колебания мощности бокситов, обусловленные эрозией, имевшей место после смятия в складки латеритов. Внизу: широтный разрез через обширную складку к западу от района Эндум, на котором показан характер эрозии латеритов в замковой части складки и на ее крыльях.

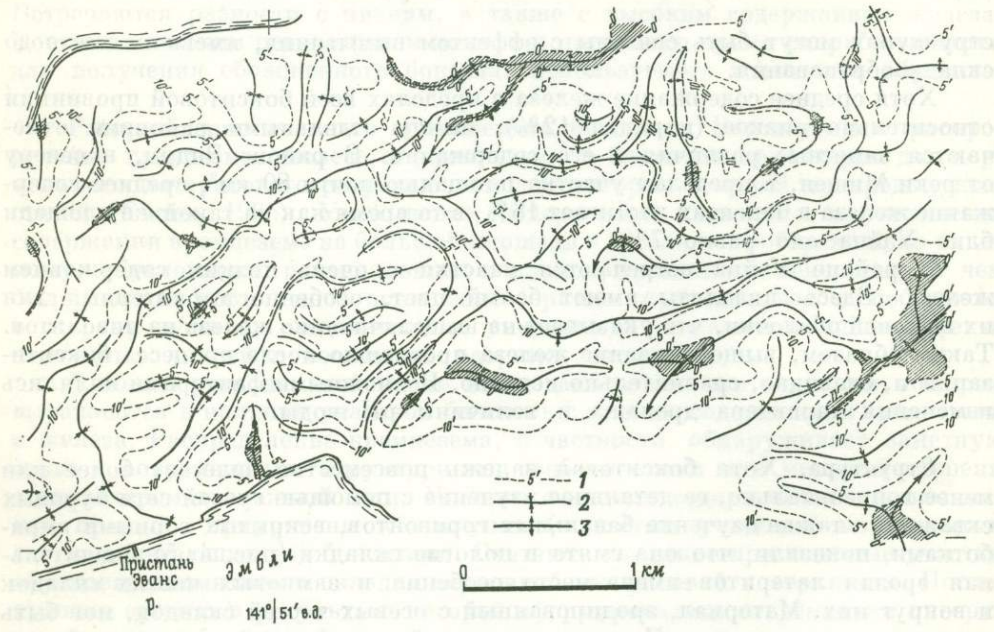


Рис. 5. План части бокситовой залежи западного Уэйпа, показывающий простирания латеритов.

1 — изопахиты бокситов; *2* — оси синклинальных складок; *3* — оси антиклинальных складок.

некоторое колебание мощности бокситов может быть обусловлено дифференциальным выветриванием во время латеритизации, ряд данных, в частности зональное распределение кремнезема вокруг более высоких точек структуры, указывает, что наблюдающиеся в настоящее время колебания мощности связаны со складчатостью и эрозией.

Происхождение бокситов. Представляется существенным тот факт, что до сих пор промышленные залежи бокситов на полуострове Кейп-Йорк обнаружены только на латеритизированных третичных отложениях (рис. 1). Латериты, развитые на других типах пород, даже в тех случаях, когда имеются их мощные разрезы, представлены песчанистыми железистыми разностями с низким содержанием глинозема.

Предпочтительное развитие бокситов на третичных отложениях, видимо, обусловлено двумя факторами: положением в рельефе и пористостью (проницаемостью). Поскольку третичные слои представляют собой мелководные осадки, отложившиеся на склонах поднятия полуострова Кейп-Йорк, вполне вероятно, что во время развития третичного пенеплена и последующей латеритизации их распространение было ограничено низкими прибрежными районами. Слои представлены аркозовыми грубозернистыми и среднезернистыми песчаниками, а также глинистыми песчаниками и глинистыми сланцами, как правило, гораздо более пористыми и проницаемыми, чем более древние породы. По-видимому, сочетание этих двух факторов — низкого положения в рельефе и высокой пористости и проницаемости исходных материнских пород — и явилось главной причиной развития бокситов на третичных отложениях.

Хотя вокруг структурно-высоких точек могло происходить местное переотложение бокситов, основная часть бокситов представляет собой продукт выветривания *in situ* подстилающих отложений. Этот вывод подтверждается теми фактами, что базальный нодулярный слой целиком состоит из покрытых бокситовой оболочкой обломков подстилающих отложений и что во многих пизолитах бокситового горизонта сохраняется аркозовая структура первичных слоев [2, 3]. Близ мыса Пера-Хед горизонт кварцевых галек переходит из подстилающих отложений в пизолитовый горизонт. Работы Бейкера [1] показали, что состав минералов тяжелой фракции бокситов сходен с составом соответствующих минералов подстилающих отложений. В случае бокситов Уэйпа доказательства морской трансгрессии или интенсивной переработки и перегруппировки отсутствуют, как это предполагал Грабб [70] для плато Митчелл и бокситов полуострова Гов.

Список литературы

1. *Baker G.*, Heavy minerals from Weipa bauxites and associated sands, C.S.I.R.O. Mineragraphic Invest. Rep., 751, 1958.
2. *Edwards A. B.*, Quartz and heavy minerals in Weipa bauxite, C.S.I. R.O. Mineragraphic Invest. Rep., 749, 1957.
3. *Edwards A. B.*, Quartz and heavy minerals in Weipa bauxite, C.S.I.R.O. Mineragraphic Invest. Rep., 750, 1958.
4. *Evans H. J.*, Symposium-Aluminium in Australia (Paper No. 1), A.I.M.M., Queensland, A.I.M., Brisbane, Published in Chemical Engineering & Mining Review, Vol. 51, No. 11, 1959.
5. *Evans H. J.*, Symposium, 12th Pacific Science Congress Canberra Aug. 1971, Weipa Bauxite Deposits, Paper read. Abstract Pub. B.M.R. Bulletin 141, 1971.
6. *Evans H. J.*, Bauxite Deposits of Weipa, Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne.
7. *Grubb P. J. C.*, Mineral. Deposita (Berl.), 5, 248-272, 1970.
8. *Owens H. B.*, Bauxite in Australia, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 24, 1954.
9. *Whitcher I. G., Horsburgh J. R.*, Bauxite reconnaissance Cape York Peninsula Queensland, C.R.A. Exploration Pty. Limited report, 1970.

Гов

А. Сомм

Общие сведения

Полуостров Гов расположен на северо-востоке полуострова Арнемленд, Северная территория, и имеет координаты 12°15′ ю. ш. и 136°50′ в. д. Район характеризуется тропическим муссонным климатом с дождливым сезоном с декабря по апрель месяц. Среднегодовое количество осадков 140 см.

Бокситовые месторождения ассоциируются с пластом латеритов, которые покрывают распространенную на обширной площади систему остаточных эрозионных плато. Пригодные для разработки бокситы занимают площадь около 63 км^2 и имеют среднюю мощность 3,5 м. Разведанные запасы достигают 250 млн. т руды с содержанием 51% Al_2O_3 и 4% SiO_2.

Впервые о находках бокситов на полуострове Гов сообщил Оуэн [3]. В 1955 г. залежи были опробованы компанией New Guinea Resources Prospecting, филиалом компании Commonwealth Government and British Aluminium. В 1958 г. компания Enterprise Exploration Pty. Ltd. осуществила детальную разведку главной залежи (SMZ 1) по договоренности с компанией Comalco Pty. Ltd. Однако эти исследования не привели к дальнейшему развитию работ на месторождении и в 1963 г. работы на залежи SML 1 были заморожены. В 1961 г. компания Duval Holdings Pty. Ltd. начала разработку трех залежей, располагающихся вокруг SML 1. Они были переданы компании Gominco Ltd., субподрядчику компании French Pechiney, которая после разведки залежей прекратила на них работы.

Между 1966 и 1968 гг. компания Nabalco Pty. Ltd., действующая от имени объединенных компаний Swiss Aluminium Ltd. и Gove Alumina Ltd., провела дальнейшие исследования, во время которых было пройдено свыше 18 тыс. м общей длины скважин и осуществлено их опробование. В результате этих исследований в 1969 г. было начато осуществление проекта по разработке бокситов и получению окиси алюминия. В 1971 г. были заложены первые горные выработки, а в 1972 г. был введен в строй завод по переработке бокситов с целью получения глинозема. Предполагаемая производительность в 1973 г. была равна 4,7 млн. т бокситов и 1 млн. т окиси алюминия в год.

Геологическое строение

В основании полуострова Гов залегают докембрийские мигматиты складчатого фундамента (граниты Бредшоу), которые несогласно перекрыты почти горизонтально залегающими мезозойскими осадочными породами [1].

Осадочная толща представлена кварцевыми и полевошпатовыми песками, глинами, алевролитами и реже маломощными линзами лигнитов. Большая часть территории покрыта почвенным слоем, поэтому хорошие обнажения встречаются редко и приурочены главным образом к дорожным выемкам на плато. Главное бокситовое плато сложено толщей осадков мощностью до 200 м; сейсмические данные показывают, что мощность осадочной толщи колеблется в зависимости от характера погребенного рельефа поверхности основания. В лигнитовых линзах обнаружена альбская микрофлора, хотя возрастные пределы разреза пород не установлены. Даннет [1] относит его к нижнему мелу (слои Маллмен). Значительные фациальные колебания по про-

A. F. Somm, Manager/Chief Geologist, Swiss Aluminium Mining Australia Pty. Ltd.
Публикуется с разрешения компании Nabalco Pty. Ltd.

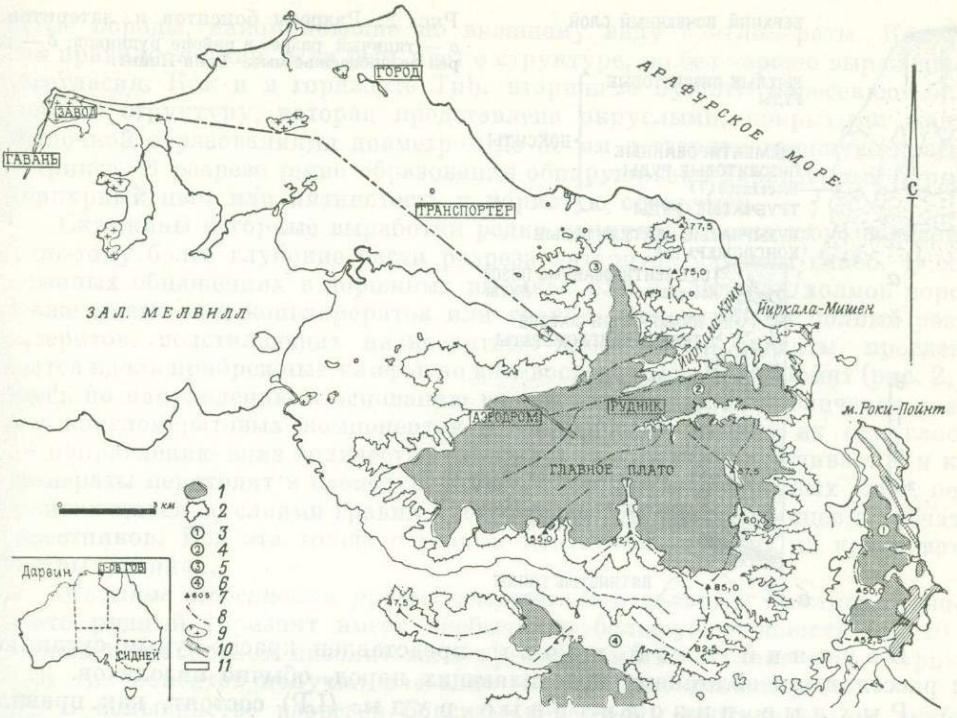


Рис. 1. Обзорная карта, показывающая геологические и морфологические особенности и местоположение главных проектируемых объектов.

1 — бокситы; *2* — границы остаточных эрозионных плато; *3* — плато Роки-Пойнт; *4* — плато Мишен; *5* — плато Дандас; *6* — Южное плато; *7* — холмы и их примерная высота (в метрах) над уровнем моря; *8* — гребни хребтов и впадин; *9* — главные выходы пород основания; *10* — постлатеритовые приподнятые песчаные отложения и дюны, частично сцементированные (Роки-Пойнт); *11* — местоположение главных проектируемых объектов.

стиранию, а также наличие включений лигнита свидетельствуют о болотном или озерном происхождении по крайней мере части, если не всей серии осадков, представленных на полуострове Гов.

После или, возможно, во время последней стадии накопления осадков в пределах рассматриваемой площади постепенно сформировался пенеплен. С этой стадией развития связано происхождение латеритов и бокситов, покрывающих осадки. Позже произошло эпейрогеническое поднятие района, которое привело к возобновлению эрозии и расчленению пенеплена на эрозионные выровненные участки, сохранившиеся до наших дней (рис. 1). Поднятие, по-видимому, сопровождалось пологим короблением и, возможно, местным эвстатическим затоплением поверхности.

Месторождение бокситов

Литологические особенности. *Типичный профиль.* Бокситы обычно перекрывают пустые железисто-кремнистые латериты. Типичные рудничные разрезы характеризуются заметной слоистостью, представленной следующими горизонтами (рис. 2, *а*):

Горизонт	*Максимальная мощность, м*	*Условное обозначение*
Верхний слой почвы	2,0	
Бокситовые горизонты:		
рыхлые пизолитовые руды	3,0	LP
сцементированные пизолитовые руды	1,5	CP
трубчатые руды	1,5	Tub
Латериты	мин. 5,0	

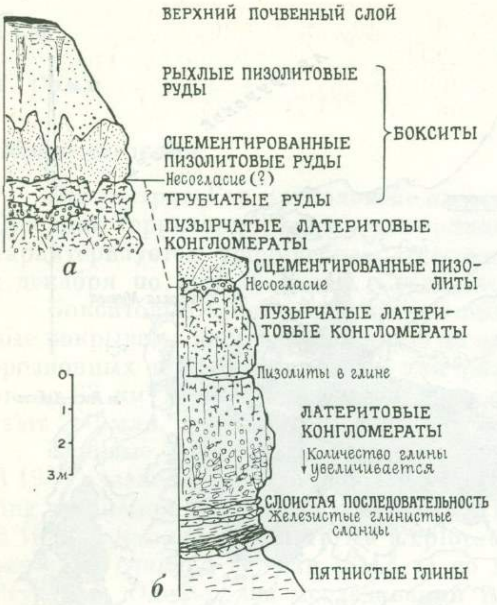


Рис. 2. Разрезы бокситов и латеритов.
а — типичый разрез в районе рудников; *б* — разрез на побережье мыса Роки-Пойнт.

Верхний слой почвы представлен красно-бурым суглинком с рассеянными обломками подстилающих пород, обычно пизолитов.

Рыхлые пизолитовые руды (LP) состоят, как правило, из красных или бурых пизолитов диаметром 1—10 мм, вкрапленных в песчано-землистый матрикс, который занимает меньший объем по сравнению с пизолитами. Более крупные конкреционные модули диаметром до 60 мм встречаются главным образом близ контакта LP/CP. Матрикс представлен смесью угловатых зерен кварца, обломков латеритов, зерен бокситов и раздробленных пизолитовых оболочек. Контакт LP/CP четкий, но неправильный и по внешнему виду слабо закарстованный.

Сцементированные пизолитовые руды (CP) состоят из плотно примыкающих друг к другу пизолитов и небольшого количества интерстициального матрикса, что обусловливает массивную текстуру и пористую структуру породы. Диаметр пизолитов колеблется в широких пределах, но чаще всего от 1 до 15 мм. В разрезе видно, что они обычно состоят из оболочек красного и кремового цвета, окружающих бурое ядро с септариевыми трещинами. Контакт CP/Tub представляет собой четкую, слабо волнистую поверхность и соответствует, по-видимому, несогласию. Такая интерпретация подтверждается рядом признаков, в частности гравитационно отсортированным выполнением промоин и пустот в трубчатых рудах и присутствием переработанных обломков трубчатых руд в сцементированных пизолитовых рудах.

Трубчатые руды (Tub) представляют собой красно-бурую массивную породу, пересеченную неправильными пустотами (трубочками). Пустоты секут всю первичную структуру породы, в данном случае неотчетливые, расположенные на большом расстоянии друг от друга пизолиты, и, вероятно, представляют собой вторичные каналы растворения. Местами они обнаруживают грубую горизонтальную или вертикальную ориентировку. По направлению к кровле трубчатых руд пустоты заполнены сцементированными пизолитами, аналогичными CP, и расслоенным интерстициальным матриксом. В некоторых разрезах массивные трубчатые руды замещаются гравелистыми нодулярными фациями.

Непродуктивные железисто-кремнистые латериты, непосредственно подстилающие Tub, обычно представляют собой красно-бурые, массивные пузыр-

чатые породы, напоминающие по внешнему виду конгломераты. Контакт, как правило, четкий, если речь идет о структуре, но без хорошо выраженного несогласия. Как и в горизонте TuB, вторичные пустоты пересекают более раннюю структуру, которая представлена округлыми, покрытыми желтой оболочкой образованиями диаметром до 30 мм в твердом кирпично-красном матриксе. В разрезе такие образования обнаруживают характерный бурый и пурпурный цвет или пятнистость и пористую структуру.

Скважины и горные выработки редко проникают ниже этого горизонта, и поэтому более глубокие части разреза латеритов изучены слабо. В естественных обнажениях в дорожных выемках или на склонах холмов породы также имеют вид конгломератов или гравия. Относительно полный разрез латеритов, подстилающих низкосортные пизолитовые бокситы, прослеживается вдоль прибрежных клифов на юго-востоке мыса Роки-Пойнт (рис. 2, *б*). Здесь по направлению к основанию разреза наблюдается увеличение размеров конгломератовых компонентов и уменьшение степени их округлости. По направлению вниз количество глинистого матрикса увеличивается и конгломераты переходят в слоистую толщу, состоящую из красных глин, переслаивающихся со слоями гравия, железистых глинистых сланцев и губчатых известняков. Вся эта толща с резким контактом залегает на красноватых пестрых глинах.

Местные особенности рудных разрезов. В отдельных участках главного плато рудный горизонт имеет необычайно большую мощность (до 10 м) и сложен в основном пизолитами в кремовом мягком глинистом матриксе. Этот тип бокситов получил название мягкой пизолитовой руды.

В большинстве разрезов бокситы пересечены вертикальными трубковидными корневыми каналами, которые обычно выполнены рыхлыми пизолитами и окружены твердой сцементированной оболочкой.

Для латеритов также характерны вертикальные трубковидные структуры. Они придают породе полосчатый внешний вид и иногда образуют пустотелые каналы близ прибрежных клифов, как, например, близ мыса Роки-Пойнт.

Геохимические и минералогические особенности месторождения. Приведенные на рис. 3 графики изменения химического состава бокситов основаны на данных, полученных при бурении скважин, которые были выбраны как представительные для рудного тела в целом.

В типичных разрезах (рис. 3, *б*) основными минералами являются гиббсит и гематит/гётит. Бёмит, присутствующий только в небольших количествах, встречается главным образом на самых верхних уровнях. Наиболее высокое содержание кварца наблюдается в верхних 1—2 м LP; оно быстро уменьшается с глубиной в среднем до 1%.

На контакте с латеритами содержание SiO_2 и суммарного Fe_2O_3 увеличивается более или менее резко, в то время как содержание Al_2O_3 уменьшается. Однако в некоторых разрезах содержание Fe_2O_3 увеличивается быстрее, чем содержание SiO_2, что приводит к образованию переходных железистых бокситов.

Титан представлен главным образом анатазом. Элементы-примеси, общее содержание которых обычно менее 1%, включают V, P, Cr, Mn, Zn, Ga и Zr. Последний элемент, возможно главным образом в виде циркона, является характерным компонентом.

Мягкая пизолитовая руда необычна в том отношении, что она представляет собой боксит с высоким содержанием SiO_2 и Al_2O_3, низким содержанием железа и повышенным содержанием бёмита (рис. 3, *а*).

Для дальнейшего ознакомления с геохимическими и минералогическими особенностями месторождения читателю следует обратиться к работе Грабба [2].

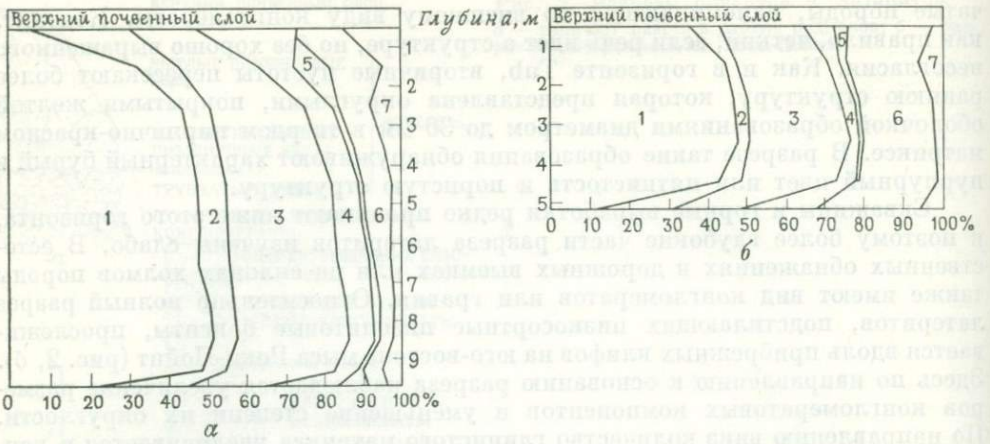


Рис. 3. Типичные примеры изменения химического состава бокситов с глубиной.

а — мягкие пизолитовые руды; *б* — типичный разрез; *1* — Al_2O_3, свободный; *2* — Al_2O_3, связанный; *3* — потери при прокаливании; *4* — SiO_2, связанный; *5* — кварц; *6* — Fe_2O_3, суммарный; *7* — TiO_2 + + примеси.

Морфология плато. Большая часть плато подстилается осадочными породами и имеет плоские или слегка волнистые поверхности, нарушаемые отдельными, бросающимися в глаза холмами (рис. 1). Крутые обрывы с обнажениями встречаются главным образом на восточных окраинах плато.

Главное плато лежит преимущественно на высоте от 30 до 60 м над уровнем моря, а высота холмов достигает 85 м. Территория обычно покрыта светлыми эвкалиптовыми лесами с подчиненным подлеском. Уровень грунтовых вод находится примерно в 30 м ниже поверхности плато. Самый крупный водоносный горизонт приурочен к погребенному понижению в основании, которое протягивается на юго-запад от Йиркала-Крик под главным плато.

Латеральное распространение и мощность бокситов. Бурение показало, что мощность бокситов находится в обратной зависимости от современной морфологии поверхности плато. Рудное тело выклинивается над пологими поднятиями и увеличивается в мощности в пониженных участках; исключение составляют края плато, где рудное тело эродировано. На высоких холмах или более высоких участках рельефа бокситы могут полностью отсутствовать, и здесь обнажаются подстилающие латериты.

Такие взаимоотношения являются результатом перераспределения бокситов и в меньшей степени латеритов в ходе эрозии. Рыхлые пизолитовые руды обнаруживают наибольшие колебания мощности и представляют собой главный продукт эрозии. Таким образом, поверхность плато испытала дальнейшее выравнивание поздней стадии после образования бокситов.

Возраст бокситов. Латеритовые и бокситовые месторождения в их современной форме несомненно существенно моложе, чем подстилающие осадочные породы, но древнее частично сцементированных песчаных отложений, обнаруженных на мысе Роки-Пойнт (рис. 1). Однако датировка бокситов на данной стадии является предположительной, поскольку ни верхний возрастной предел осадочных пород, ни возраст песчаных отложений неизвестны. Оуэн [3] и Даннет [1] считают их третичными, тогда как Грабб [2] полагает, что бокситизация при выветривании, по-видимому, началась уже в мезозое. Образование латеритов и бокситов, очевидно, тесно связано во времени с отложением самых верхних горизонтов осадочной толщи. Это подтверждает точку зрения Грабба, согласно которой осадочные породы имеют мезозойский возраст.

Генезис

Авторы предположили, что имеются и первичные и остаточные бокситы и латериты, сформировавшиеся *in situ* при интенсивном выщелачивании осадков. Вместе с тем тщательные минералогические исследования, проведенные Граббом [2], позволили ему сделать вывод, что имело место некоторое перераспределение бокситов. Его мнение подтверждается данными, полученными при изучении поверхности плато поздней стадии выравнивания, сложенной главным образом рыхлым пизолитовым горизонтом.

В общем как латеритовые, так и бокситовые профили обычно обнаруживают признаки осадочного происхождения, такие, как устойчивая слоистость, возможное присутствие по крайней мере одного несогласия (между CP и Tub), геопетальная структура в Tub и переработка латеритового и в меньшей степени бокситового материала. Эти признаки свидетельствуют об осадочном происхождении большинства рудных тел и подстилающих латеритов. Однако в образовании бокситового и латеритового материала важную роль могло играть и выщелачивание.

Список литературы

1. *Dunnet D.*, 1:250 000 Geological Series Explan. Notes Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., SD/53—3/4, 1965.
2. *Grubb P. L. C.*, Mineralogy, geochemistry, and genesis of the bauxite deposits on the Gove and Mitchell Plateaux, Northern Australia, Mineral. Deposita, Berl., 248—272, 1970.
3. *Owen H. B.*, Bauxite at Gove, Arnhem Land, N. T., Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1952/70, 1952.
4. *Owen H. B.*, Bauxite in Australia, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 24, 1954.

Кимберли

Г. Джоклик, В. Джексон, Дж. Зани

Общие сведения

Бокситовые месторождения плато Митчелл и мыса Бугенвиль (рис. 1) расположены на северном побережье Западной Австралии между 13°45′ и 15°30′ ю. ш. и 125°30′ и 126°15′ в. д., примерно в 250 км северо-западнее Уиндема и в 350 км северо-восточнее Дерби.

Для района характерен муссонный климат с жарким сезоном дождей с ноября до марта и сухой теплой зимой. За период с июня 1966 по сентябрь 1972 г. среднегодовое количество осадков составило 145 см. Среднегодовые температуры колеблются от 33 до 18° С, при этом максимальная температура достигала 43°, а минимальная — 2° С.

Растительность на плато Митчелл представлена отдельными экземплярами эвкалиптов среди капустных пальм. Пышные дождевые (влажно-тропические, леса произрастают на крутых склонах с активной фильтрацией. Мощная травяная растительность покрывает аллювиальные равнины, а пандануспые пальмы указывают на места постоянных источников. На небольших возвышенностях вдоль водотоков растут баобабы. Затапливаемые низины обрамлены мангровыми деревьями. На песчаниках обычно произрастают хвойные деревья.

G. F. Joklik, General Manager, Amax Bauxite Corporation (ABC); *W. D. Jackson*, Engineer in Charge, ABC; *J. A. Zani*, Chief Geologist, ABC.

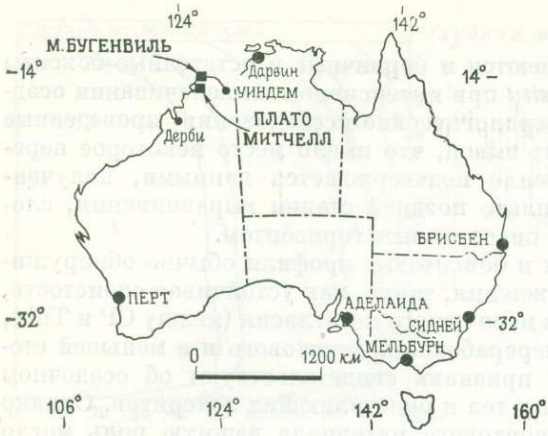


Рис. 1. Местоположение бокситовых месторождений Кимберли в Австралии.

Растительность на мысе Бугенвиль представлена угнетенными эвкалиптами, растущими на поверхности плато; склоны оврагов покрыты густыми дождевыми лесами.

Месторождения бокситов на плато Митчелл и мысе Бугенвиль были открыты в 1965 г. во время рекогносцировочных работ полевой партии компании Amax под руководством Д. К. Малколма. В дальнейшем были проведены поиски и подготовительные работы с целью определения перспектив обеспечения сырьем завода по переработке глинозема.

На месторождении бокситов плато Митчелл выделено пять участков (рис. 2) общей площадью 3930 км². Поисковое бурение на участке 5056Н было выполнено роторно-вакуумными буровыми станками «Эдсон» по сетке 975 × 975 м. В последующие годы в местах, где были обнаружены руды с промышленным содержанием полезных компонентов, расстояния между скважинами были сокращены до 122 м. В центре плато Митчелл для вскрытия и опробования бокситов были пройдены 184 шурфа, в основном по сетке 244 × 244 м. В пределах площади, разбуренной по сетке 122 × 122 м, было пройдено 80 канав для отбора валовых проб; эти пробы подвергались дроблению, промывке, грохочению на небольшой опытной установке с целью определения обогатимости руд. Некоторые площади размером 122 × 122 м были дополнительно разбурены по сетке 15,2 × 15,2 м или 30,5 × 30,5 м для оценки влияния сортности руды и изменений лежачего бока на предполагаемые дальнейшие разработки. Валовая проба весом 150 т была отправлена на предприятие компании Vereinigte Aluminium-Werke в ФРГ для опытной металлургической переработки.

На бокситовом месторождении мыса Бугенвиль имеется 135 горных отводов общей площадью 85 км². Основные рудные тела были разбурены по сетке 244 × 244 м; отобрана валовая проба весом в 1000 т.

В результате проведенных работ были установлены следующие характеристики бокситовых руд:

	Плато Митчелл	*Мыс Бугенвиль*
Запасы сухой руды, млн. т	230	980
Содержание окиси алюминия, %	47	36
Содержание двуокиси кремния, %	2,6	1,9

Геоморфология. Плато Митчелл и мыс Бугенвиль являются останцами поднятого и расчлененного пенеплена, покрытого латеритами; латериты подстилаются интенсивно трещиноватыми песчаниками, слагающими фундамент плато.

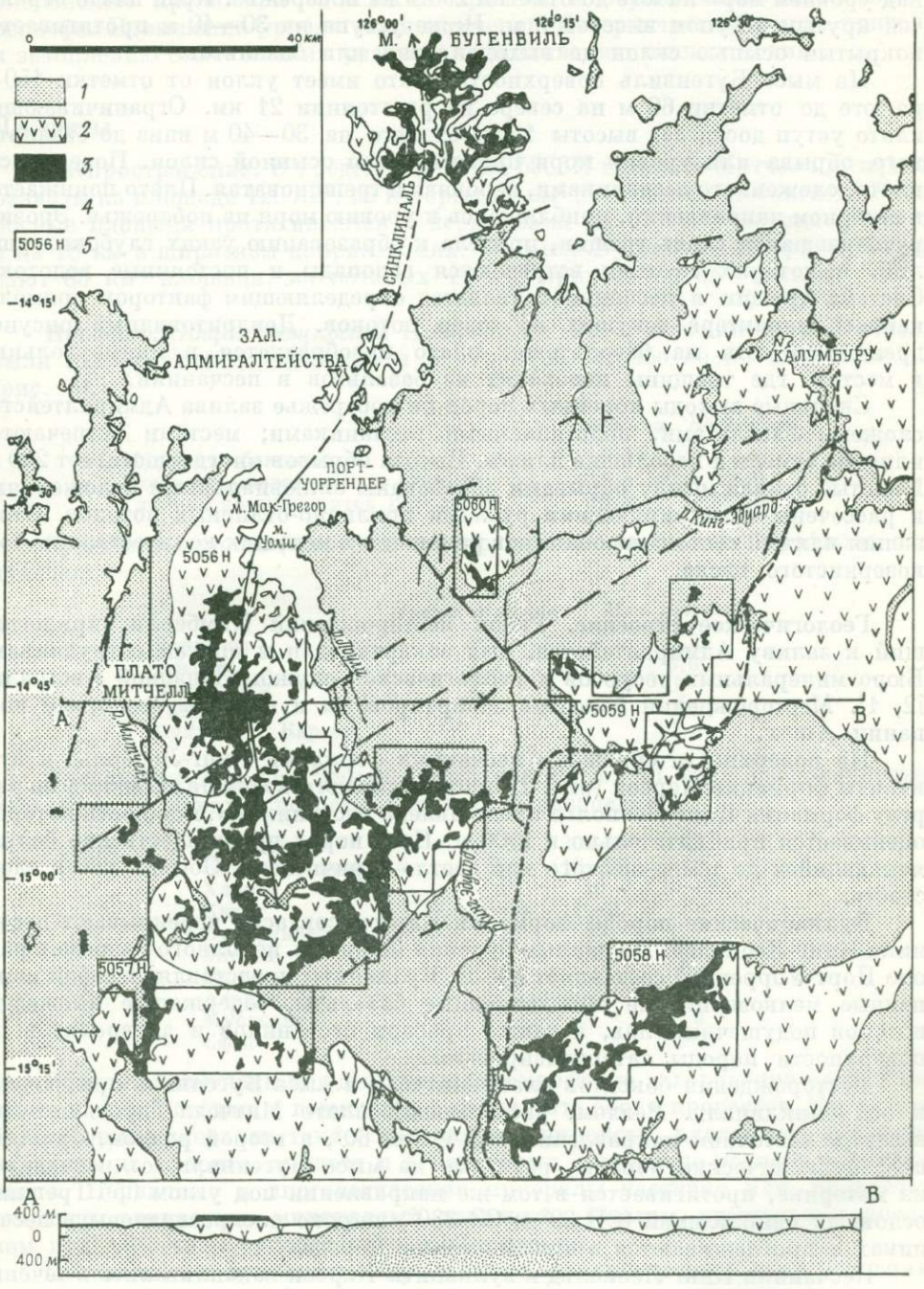


Рис. 2. Геологическая карта бокситовых месторождений Кимберли.

1 — песчаники Кинг-Леопольд; *2* — вулканиты Карсон; *3* — бокситы и латериты; *4* — главные разломы и трещины; *5* — разведочные участки.
На разрезе *АВ* отношение вертикального масштаба к горизонтальному равно 8.

Плато Митчелл полого понижается на протяжении 40 км от отметки 430 м над уровнем моря на юге до отметки 290 м на побережье. Край плато ограничен крутым уступом высотой 5 м. Ниже уступа на 30—40 м протягивается покрытый осыпью склон до выходов глин или базальтов.

На мысе Бугенвиль поверхность плато имеет уклон от отметки 150 м на юге до отметки 60 м на севере на расстоянии 21 км. Ограничивающий плато уступ достигает высоты 15 м; от него на 30—40 м вниз до базальтового обрыва или уровня моря протягивается осыпной склон. Поверхность плато, сложенного песчаниками, неровная и трещиноватая. Плато понижается в северном направлении, приближаясь к уровню моря на побережье. Эрозия, развивавшаяся вдоль трещин, привела к образованию узких глубоких ущелий, в которых местами встречаются водопады и постоянные водотоки. Система трещин в песчаниках является определяющим фактором прямолинейного характера текущих на север потоков. Дендритовидный рисунок дренажной сети на базальтовом плато преобразуется в прямоугольный в местах, где трещины переходят из базальтов в песчаники.

Скальные выходы коренных пород на побережье залива Адмиралтейства сложены базальтами, подстилаемыми песчаниками; местами встречаются илистые отмели и небольшие пляжи. Высота обрывов иногда достигает 200 м. Илистые отмели между обрывами образованы аллювиальными отложениями и рассечены меандрирующими руслами приливно-отливных потоков. Отложения пляжей состоят из обломков раковин и в меньших количествах из тонкозернистого песка.

Геологическое строение. Район месторождений Кимберли, прилегающий к заливу Адмиралтейства, был закартирован и описан сотрудниками Бюро минеральных ресурсов и Геологической службы Западной Австралии [2, 1]. Месторождения бокситов закартированы и изучены геологами компании Amax.

На поверхности обнажены песчаники формации Кинг-Леопольд и вулканиты формации Карсон (рис. 2) протерозойского возраста. Нижняя по разрезу формация Кинг-Леопольд представлена песчаниками, мощность которых оценивается приблизительно в 1000 м. Цвет пород преимущественно белый, меняющийся до темно-желтого или светло-коричневого. Обычна косая слоистость.

Вулканические породы формации Карсон согласно перекрывают песчаники Кинг-Леопольд. По данным бурения мощность неполного разреза в районе Порт-Уоррендер составляет 305 м. Вулканиты представляют собой измененные мелкозернистые амигдалоидные базальты, содержащие множество потоков подушечных лав, а также прослои песчаников и алевролитов. На поверхности породы латеритизированы.

Месторождения бокситов плато Митчелл и мыса Бугенвиль приурочены к оси синклинали. Разлом, рассекающий плато Митчелл, протягивается в северо-восточном направлении под углом 60°, а второй разлом, отделяющий вулканические породы, развитые на мысе Бугенвиль, от песчаников на материке, протягивается в том же направлении под углом 65°. Трещины основных направлений (СВ 30° и СЗ 330°) широко распространены в песчаниках и прослеживаются в вулканических породах.

Песчаники Кинг-Леопольд и вулканиты Карсон накапливались в течение протерозоя в условиях мелководья. Возможно, осадконакопление продолжалось и после протерозоя, поскольку вулканические породы, по-видимому, были изменены в результате метаморфизма захоронения. После развития слабой складчатости обе формации испытали тектонические нарушения, были подняты и эродированы. К началу кайнозоя образование пенеплена завершилось. В течение третичного периода поверхность пенеплена была латери-

тизирована. Последующее поднятие относительно уровня моря вызвало омоложение дренажной системы и привело к образованию современного рельефа. Повышение уровня моря в течение четвертичного периода привело к затоплению более низких участков и заиливанию речных долин.

Латериты

Распространение. В пределах участка 5056Н на плато Митчелл латериты развиты на площади 120 км², из которых 40 км² приходятся на бокситы. Рудоносные площади протягиваются с перерывами на 47 км в меридиональном и на 18 км в широтном направлениях. На мысе Бугенвиль латериты покрывают 85 км² площади, из которых 44 км² приходятся на бокситы.

Профиль. *Общая мощность.* Профили на месторождении плато Митчелл были исследованы в скважине и в открытой выработке на склоне холма (рис. 3).

	Скважина	*Выработка*
Мощность бокситов, м	5,0	4,0
Мощность железняков и глин, м	13,4	26,0
Глубина до вулканитов Карсон, м	18,4	30,0

Средняя мощность (в метрах) литологических разностей в профилях следующая:

	Плато Митчелл	*Мыс Бугенвиль*
Вскрыша	0,4	0,3
Бокситы	3,2	8,6
Железняки	2,0	?
Глины	17,0	?
Вулканиты Карсон	?	?

Вулканиты Карсон. Минеральный состав (в %) трех разновидностей базальтов по данным петрографических исследований:

Плагиоклаз	20—30	30—40	30
Клинопироксен	60	10—20	40
Хлорит	5	10	10—20
Кварц	5—10	1—2	
Вулканическое стекло		40	
Эпидот		Сл.	Сл.
Кальцит	2—3		Сл.
Альбит			5
Мусковит			5
Сфен			2—3

Базальты изменены под действием метаморфизма захоронения или магматизма поздней стадии, а возможно, в результате обоих процессов. Первичные базальтовые минералы, такие, как оливин, пироксен, плагиоклаз и стекло, изменены до хлорита, эпидота и в некоторых случаях до пренита и пумпеллиита. Первичные и диагенетические минералы частично или полностью замещены глинистыми минералами, гематитом, гётитом, кварцем и халцедоном под действием супергенного выветривания.

Полагают, что вулканиты Карсон накапливались в подводных условиях, о чем свидетельствуют: 1) присутствие подушечных текстур (рис. 4), 2) наличие палагонита и 3) переслаивание с осадочными отложениями.

Песчаники, кварциты и алевролиты встречаются в лавах в виде отдельных прослоев, мощность которых колеблется от нескольких сантиметров до 30 м. В обнажениях на северном и южном флангах центральной части плато Митчелл прослои представлены породами всех этих типов. Преобладают

алевролиты; они состоят из тонкозернистых глинистых минералов, 10—20% кварца и окислов железа (от аморфных до зернистых).

Слои песчаников и туфогенных осадочных образований вскрыты в шурфах, пройденных в выветрелых вулканических породах формации Карсон на мысе Уолш (рис. 2). Песчаники светло-красные, тонкозернистые, состоят из зерен кварца (50—60%), полевого шпата и эпидота. Туфогенные осадочные породы характеризуются базальтовым составом. Плагиоклаз и железомагнезиальные минералы чаще всего изменены до глин, гематита и талька.

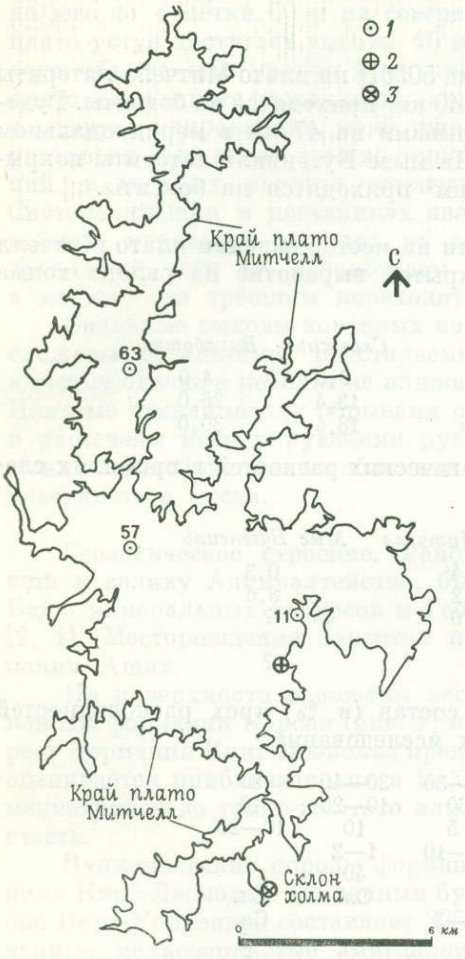


Рис. 3. План плато Митчелл, на котором показаны места отбора проб.

1 — шурф; *2* — скважина; *3* — открытая разработка.

В разрезе, обнаженном к западу от реки Лоули, установлено переслаивание песчаников с базальтами. Породы почти целиком состоят из кварца, представленного хорошо окатанными зернами. Слюда и непрозрачные минералы встречаются в незначительных количествах.

Считается, что дифференцированное выветривание прослоев относительно мягких осадочных пород и последовательное их вымывание из толщи базальтов явились причиной образования базальтовых террас на крутых обрывах, которые окаймляют западный берег бухты Порт-Уоррендер.

Глины. Контакт глин с подстилающими базальтами резкий, тогда как с перекрывающими железняками он определяется с трудом. Глины мощностью от 3 до 35 м сложены главным образом каолинитом с примесью окислов железа и титана. Содержание каолинита варьирует от 70% около контакта с базальтами до 90% под железняками. Содержание гётита увеличивается с глубиной от 5 до 25%. Соответственно цвет глин меняется от белого в верхней части разреза до желтого и, наконец, до оранжевого у контакта с базальтами. Содержание анатаза варьирует от 1 до 3% и с глубиной меняется незначительно.

Подвешенные грунтовые воды насыщают базальную зону глинистых отложений. Месторождения кристаллического кварца расположены непосредственно над зеркалом грунтовых вод.

Железняки. Глины постепенно переходят в залегающие выше железняки, мощность которых достигает 5 м. Железняки представляют собой асимметричные железистые конкреции в глине. Диаметр конкреций — от 1 до 12 см. Глины содержат множество пустот, иногда соединенных между собой.

Конкреции включают пористые, плохо отсортированные, хорошо окатанные пизолиты бокситов, сцементированные массой, состоящей из гематита

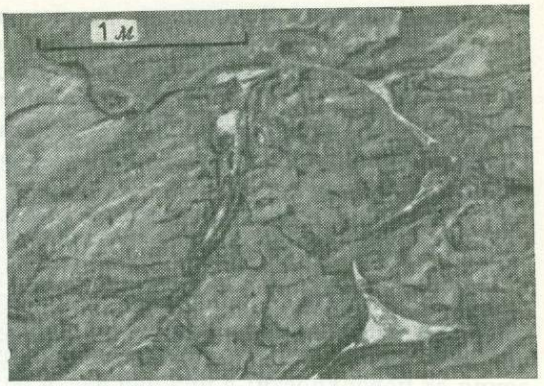


Рис. 4. Подушечные текстуры в вулканитах Карсон.

и глины. Пизолиты размером от 0,02 до 2 мм в диаметре составляют 70% объема конкреций.

Электронным микрозондированием установлено, что алюминий, кремний и титан равномерно распределены в пизолитах. Железо тяготеет главным образом к материалу цемента, но в незначительных количествах присутствует также и в пизолитах. Типичный химический состав конкреций, %:

Общий Al_2O_3	28,2
Общий SiO_2	19,5
Fe_2O_3	27,5
TiO_2	6,1
V_2O_5	0,3
Потери при прокаливании	17,4
Второстепенные минералы	1,0

Основными компонентами конкреций являются гиббсит, каолинит и гематит. Второстепенные минералы представлены гётитом, монтмориллонитом и анатазом. Типичный минеральный состав конкреций, %:

Глины (каолинит и монтмориллонит)	40
Гиббсит	30
Окислы железа (гематит и гётит)	24
Анатаз	6

Малая величина зерен и сложные прорастания минералов затрудняют обогащение железняков промывкой и грохочением.

Бокситы описаны в следующем разделе.

Вскрыша. Мощность почв, глин и латеритов, перекрывающих бокситы на плато Митчелл, в среднем составляет 0,5 м и колеблется от 0 до 3,8 м. Почвы красно-бурые, гранулометрический состав их меняется от песчаных суглинков до тонких каолинитовых глин.

Мощность вскрыши на мысе Бугенвиль в среднем составляет 0,3 м и варьирует от 0 до 1,6 м.

Бокситы

Распространение. Мощность бокситов (в метрах) на месторождениях Кимберли изменяется следующим образом:

Мощность	*Плато Митчелл*	*Мыс Бугенвиль*
Средняя	3,2	8,6
Максимальная	10,0	12,5

Объемный вес бокситов, определенный *in situ* на плато Митчелл, составляет 1,8 т/м³, на мысе Бугенвиль, где содержание железа более высокое, он оценивается в 2,25 т/м³.

Минералогия. Основными компонентами бокситов являются гиббсит, бёмит, гематит, гётит, анатаз и глинистые минералы. Кварц и окислы ванадия присутствуют в незначительных количествах.

Гиббсит — наиболее распространенный рудный минерал. Его содержание обнаруживает тенденцию к увеличению с глубиной, и местами в основании бокситов он образует почти мономинеральные слои различной мощности.

Бёмит концентрируется в основном близ поверхности. Отношение бёмита к гиббситу на плато Митчелл в среднем составляет 1 : 10, а местами увеличивается до 1 : 4.

Окислы железа гётит и гематит — основные вредные примеси бокситов. Гематит преобладает вблизи поверхности, с глубиной его содержание уменьшается. Содержание гётита, напротив, увеличивается по мере удаления от поверхности; в нижней части бокситового профиля гётит становится доминирующим минералом. Окислы железа, содержание которых меняется от долей процента до 32%, настолько тонко вкраплены по всей массе бокситов в виде зерен или пизолитовых образований, что их нельзя селективно удалить путем дробления, промывки и грохочения.

Автоклавное выщелачивание бокситов раствором каустической соды при 180° С показало, что до 10% окиси алюминия содержится не в гиббсите, бёмите и каолините, а в других минералах. Поскольку остающиеся после выщелачивания продукты богаты окислами железа, наличие неизвлекаемого глинозема проще объяснить замещением Al^{3+} на Fe^{3+}. Д-р У. Г. Спенсер из Австралийской лаборатории разработки полезных ископаемых предположил, что наблюдающееся увеличение экстракции алюминия при температурах выше 180° С происходит благодаря освобождению алюминия из кристаллической решетки гётита в результате, превращения гётита в гематит.

Анатаз, содержание которого колеблется от 0,5 до 10%, также тонко рассеян в массе бокситов и не поддается извлечению промывкой; с глубиной его содержание в бокситах обычно изменяется не больше, чем на несколько десятых долей процента.

Глинистые минералы, представленные в основном каолинитом с незначительным количеством монтмориллонита, развиты в трещинах, разломах, интерстициях между подушечными агрегатами, в порах и пустотах. Содержание глин, в среднем составляющее 6%, в целом может быть понижено до 3% промывкой и грохочением бокситов, раздробленных до 25 меш.

Содержание окиси ванадия (V_2O_5) варьирует от 0,1 до 0,8%. По-видимому, оно не меняется с удалением от поверхности и не зависит от содержания других минералов.

Кварц присутствует редко, и содержание его в бокситах лишь местами превышает 1,0%. Встречается он в виде кристаллов в пустотах.

Вертикальная зональность. Типичный профиль бокситов на плато Митчелл представлен тремя зонами:

Зона	*Мощность, м*		
	средняя	минимальная	максимальная
Железистая	1,0	0,5	3,0
Пизолитовая	1,7	0,3	3,5
Гиббситовая	0,5	—	3,0

Железистая зона красно-коричневого цвета, слабо трубчатая, местами состоит из несцементированных красно-коричневых пизолитов с розовыми гиббситовыми ядрами.

Пизолитовая зона в основном светло-коричневая до коричневой, слегка трубчатая. Диаметр пизолитов варьирует от 1 мм до 3,5 см.

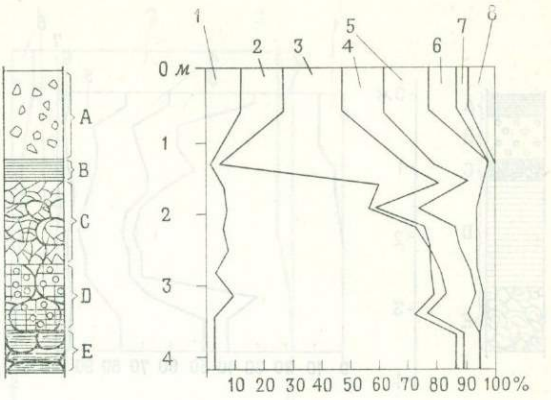


Рис. 5. Разрез и данные минералогических подсчетов в бокситах для шурфа 57.

Слева на разрезе: *A* — вскрыша; *B* — вскрыша; *C* — железистая зона с подушечной текстурой и следами корней; *D* — пизолитовая зона; *E* — гиббситовая зона. Справа на рисунке: *1* — бёмит; *2* — гиббсит; *3* — каолинит; *4* — гётит; *5* — гематит; *6* — кварц; *7* — анатаз; *8* — монтмориллонит.

Ядра, измененные концентрические слои и оболочки пизолитов сложены железистым материалом или гиббситом. Пизолиты заключены в матриксе, состоящем из гиббсита или железистого гиббсита.

Гиббситовая зона, белая до коричневой, также слегка трубчатая, местами состоит из почти чистого гиббсита. Пизолитовые текстуры едва различимы, поскольку пизолиты представлены гиббситом в матриксе того же состава (гиббситовом).

Содержание окиси алюминия в гиббситовой и пизолитовой зонах местами достаточно высоко для использования бокситов в качестве огнеупорного материала. Значительные запасы такого сырья установлены бурением.

Наличие трех зон в бокситовом профиле обнаружено в большинстве горных выработок на плато Митчелл. Однако на площадях, где развиты бокситы с высоким содержанием железа, гиббситовые зоны маскируются присутствием окислов железа, и на некоторых участках высокосортных руд железистые зоны имеют пизолитовую структуру.

Примеры одного типичного и двух нетипичных разрезов показаны на рис. 3 по данным документации шурфов 57, 63 и 11. Типичным является разрез шурфа 57, где хорошо проявлены все три зоны (рис. 5). Вскрыша состоит из 1—2 м красно-бурых почв (*A*), которые подстилаются красно-бурыми слоистыми железистыми глинами (0,3 м), содержащими некоторое количество боксита (*B*). Железистая зона (*C*) на глубине от 1,5 до 2,7 м имеет подушечную текстуру, которая определяется наличием горизонтальной трещиноватости. Корни растений, пронизывавшие межподушечный материал и трещины, оставили следы типа «ходов червей» на поверхности подушек (рис. 6). Эти каналы, большинство из которых еще содержит корни, выпол-

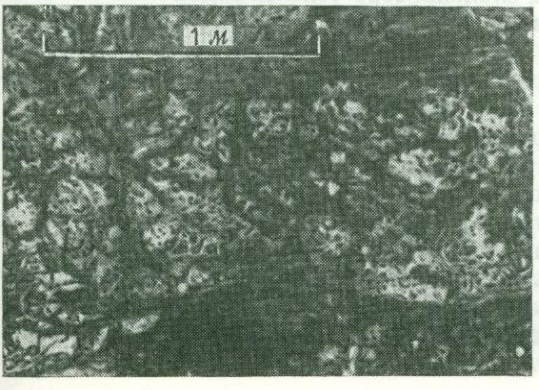


Рис. 6. Следы корней на поверхности подушечного материала.

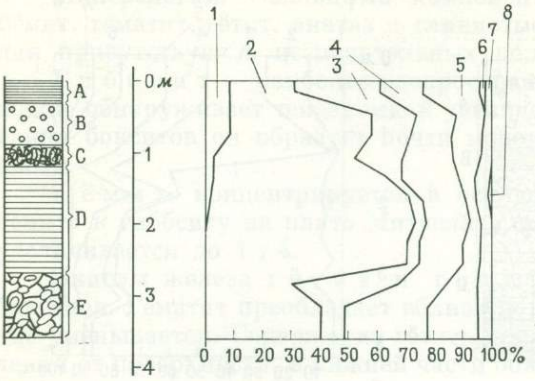


Рис. 7. Разрез и данные минералогических подсчетов в бокситах для шурфа 63.

Слева на разрезе: *A* — вскрыша; *B* — железистая зона; *C* — пизолитовая зона; *D* — гиббситовая зона; *E* — железняк. Справа на рисунке: *1* — бёмит; *2* — гиббсит; *3* — каолинит; *4* — гётит; *5* — гематит; *6* — кварц; *7* — анатаз; *8* — монтмориллонит.

нены глиной. Пизолитовая зона (*D*) в интервале 2,7—3,6 м состоит из агрегатов неправильных пизолитов от 2 до 3,5 см в диаметре. Материал между агрегатами трубчатый; часть пространства заполнена более мелкими пизолитами диаметром 1 мм. Гиббситовая зона (*E*) в интервале 3,6—4,3 м представлена массивным белым гиббситом с незначительным количеством гётита вдоль плоскостей горизонтальных трещин.

Шурф 63 (рис. 7) является примером железисто-бокситового разреза, в котором содержание железа более или менее постоянно. Вскрыша *A* состоит из красно-бурых железистых слоистых глин мощностью 0,3 м и небольшого количества бокситов. Железистая зона *B* на глубине от 0,3 до 0,9 м представлена красно-бурыми землистыми бокситами, которые содержат красно-бурые пизолиты с железистыми ядрами. Пизолитовая зона *C* в интервале 0,9—1,2 м состоит из красно-бурых, частично пизолитовых бокситовых валунов. Поверхность валунов имеет пестрый вид, обусловленный рисунком корней деревьев. Гиббситовая зона *D* (от 1,2 до 2,7 м) сложена трубчатыми бурыми железистыми бокситами с горизонтальной трещиноватостью. Бокситы состоят из неправильных кусков белого гиббсита, сцементированных железистым гиббситом. Ниже бокситов, в интервале 2,7—3,6 м, залегают темно-бурые трубчатые железняки зоны *E*. Открытые поверхности покрыты красной и желтой охрами.

В шурфе 11 (рис. 8) три типичные зоны замаскированы вследствие почти полного замещения гиббситом. Здесь нет вскрыши. Железистая зона *A*, развитая от поверхности до глубины 3,0 м, представлена красно-бурыми железистыми бокситами. Неполно сформировавшиеся неправильные пизолиты состоят из серо-белого гиббсита и достигают 3 мм в диаметре. Пизолитовая зона *B* в интервале 3—5,1 м сложена серо-белыми бокситами с зонами серых, белых и розовых пизолитов, размер которых меняется от 3 до 4 мм. Гиббситовая зона *C* на глубине от 5,1 до 8,5 м слегка трубчатая и представлена белым гиббситом. Она содержит неправильные белые и розовые пизолиты, размер которых варьирует от 6 до 18 мм.

Бокситы на мысе Бугенвиль трубчатые и железистые. На рис. 9 показан разрез, который обнажается на краю плато. Верхняя железистая зона *A* имеет мощность 1,9 м; структура пород трубчатая; минеральный состав однородный. Нижняя зона *B* мощностью 5,7 м также железистая с трубчатой структурой. Гиббсит и гётит очень равномерно распределены в зоне B_1. В нижней трети разреза, в зоне B_2, с глубиной отмечается увеличение содержания гиббсита и уменьшение содержания гётита. Каолинит слагает незначительную часть зоны и не показан на рис. 9. Приводимый разрез явно не пересекает основание бокситового профиля.

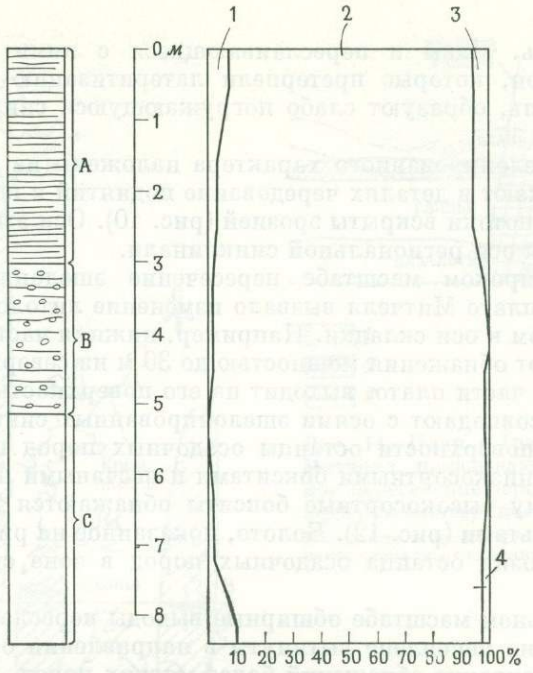


Рис. 8. Разрез и данные минералогических подсчетов в бокситах для шурфа 11.

Слева на разрезе: *A* — железистая зона; *B* — пизолитовая зона; *C* — гиббситовая зона. Справа на рисунке: *1* — бёмит; *2* — гиббсит; *3* — гётит и гематит; *4* — анатаз.

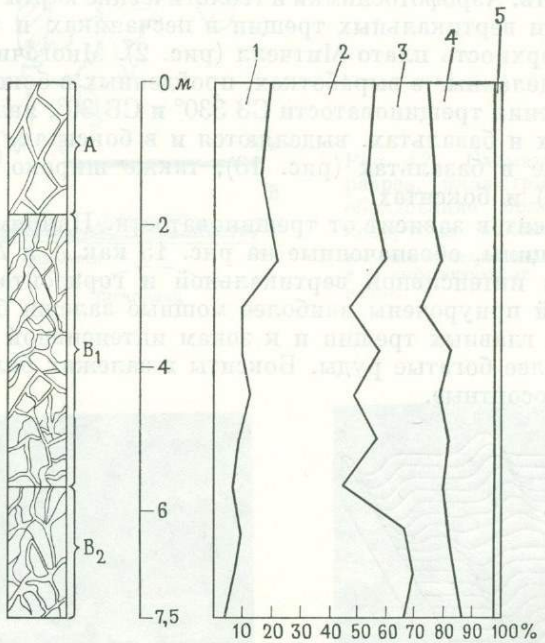


Рис. 9. Разрез и данные минералогических подсчетов в бокситах месторождения мыса Бугенвиль.

Слева на разрезе: *A* — железистые бокситы с трубчатой структурой; B_1 — ритмичные изменения содержаний гиббсита и гётита, B_2 — увеличение содержания гиббсита и уменьшение содержания гётита. Справа на рисунке: *1* — бёмит; *2* — гиббсит; *3* — гётит; *4* — гематит; *5* — анатаз.

Структура

Складчатость. Лавы и переслаивающиеся с ними осадочные породы формации Карсон, которые претерпели латеритизацию на плато Митчелл и мысе Бугенвиль, образуют слабо погружающуюся синклинальную структуру (рис. 2).

Складки эшелонированного характера наложены на региональную синклиналь и отражают в деталях чередование поднятий и понижений в местах, где базальтовые потоки вскрыты эрозией (рис. 10). Оси этих вторичных складок параллельны оси региональной синклинали.

В более широком масштабе пересечение эшелонированных складок с поверхностью плато Митчелл вызвало изменение литологии в направлении под прямым углом к оси складки. Например, нижняя часть осадочных слоев, которые образуют обнажения мощностью до 30 м на северном и южном флангах центральной части плато, выходит на его поверхность в нескольких участках, которые совпадают с осями эшелонированных синклиналей (рис. 11). Выветрелые на поверхности останцы осадочных пород представлены слоистыми глинами, низкосортными бокситами и песчаными почвами; в противоположность этому высокосортные бокситы обнажаются на площадях, подстилаемых базальтами (рис. 12). Болото, показанное на рис. 11, образовалось в результате эрозии останца осадочных пород в зоне сильной трещиноватости (рис. 12).

В региональном масштабе обширные выходы переслаивающихся осадочных отложений на пенеплене вытянуты в направлении осей складок. Избирательное выветривание обнажений более мягких пород, вероятно, является причиной образования длинных, узких, вытянутых в северном направлении останцов плато (рис. 2).

Трещиноватость. Аэрофотоснимки и геологические карты показывают, что разлом и плоскости вертикальных трещин в песчаниках и базальтах пересекают также поверхность плато Митчелл (рис. 2). Многочисленные замеры трещиноватости, сделанные в выработках, пройденных в бокситах, подтверждают, что направления трещиноватости СЗ 330° и СВ 30°, являющиеся основными в песчаниках и базальтах, выделяются и в бокситах. Горизонтальные трещины, развитые в базальтах (рис. 13), также широко распространены в глинах (рис. 14) и бокситах.

Мощность бокситов зависит от трещиноватости. Например, две главные вертикальные трещины, обозначенные на рис. 15 как *A* и *B*, ограничивают площадь развития интенсивной вертикальной и горизонтальной трещиноватости, к которой приурочены наиболее мощные залежи бокситов.

К плоскостям главных трещин и к зонам интенсивной трещиноватости приурочены наиболее богатые руды. Бокситы в залежах большой мощности в основном высокосортные.

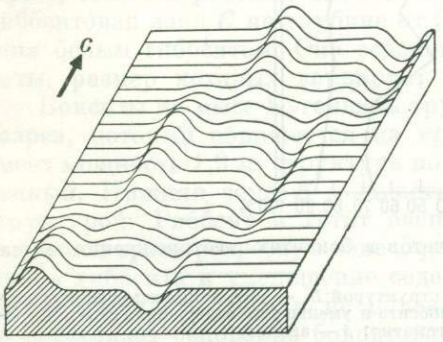
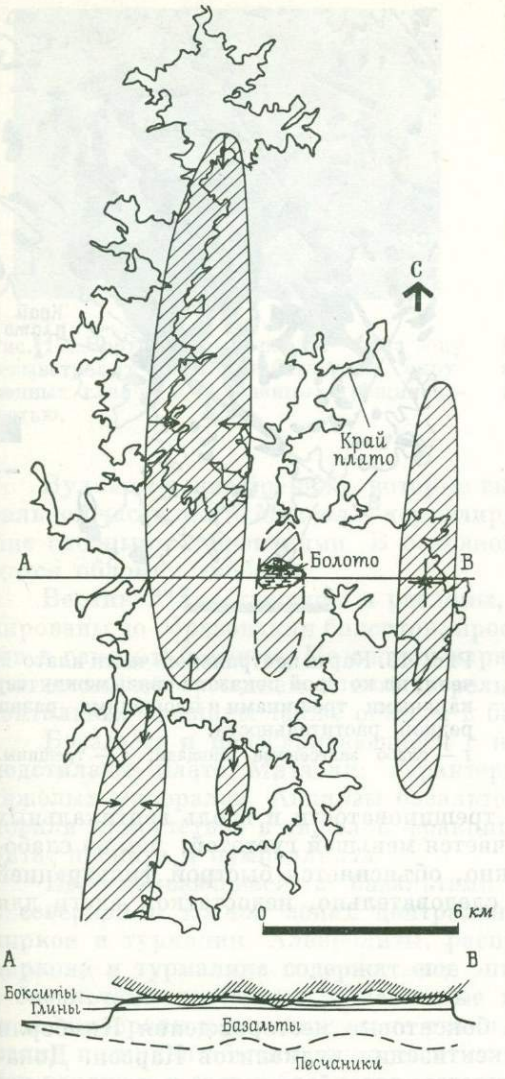


Рис. 10. Диаграмма эшелонированной складчатости на плато Митчелл.



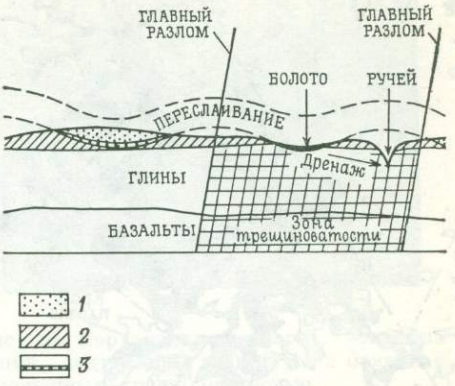


Рис. 11. План и разрез через плато Митчелл, показывающие предполагаемое пересечение переслаивающихся отложений с поверхностью плато.

Косой штриховкой показаны останцы переслаивающихся отложений.

Рис. 12. Схематический поперечный разрез, иллюстрирующий возможное образование болота и участков низкосортных бокситов.

1 — песчаные почвы и низкосортные бокситы; *2* — высокосортные бокситы; *3* — слоистые глины.



Рис. 13. Горизонтальная трещиноватость в невыветрелых базальтах.

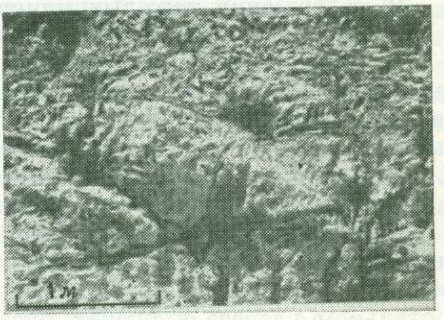


Рис. 14. Трещиноватость в глинах.

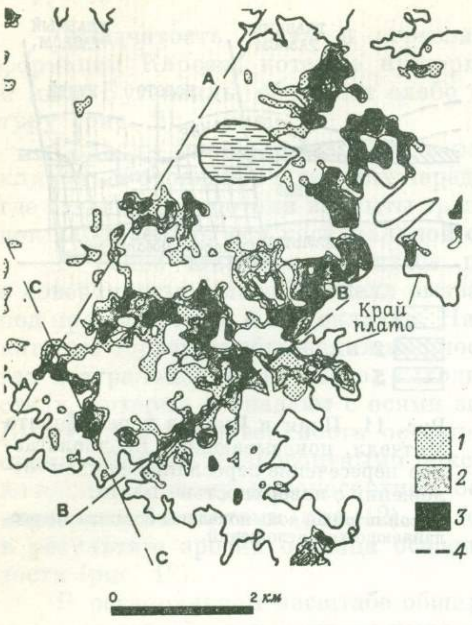


Рис. 15. Карта центральной части плато Митчелл, на которой показана связь между вертикальными трещинами и мощностями бокситов.

1—3—4 м; *2* — 4—5 м; *3* — > 5 м; *4* — трещина.



Рис. 16. Карта центральной части плато Митчелл, на которой показана связь между вертикальными трещинами и площадями развития редкой растительности.

1 — слабо залесенные площади; *2* — трещины.

В местах развития интенсивной трещиноватости и вдоль вертикальных трещин (рис. 16) растительность отличается меньшей густотой, чем на слаботрещиноватых участках. Это, возможно, объясняется быстрой фильтрацией поверхностных вод по трещинам и, следовательно, недостатком влаги для растений.

Происхождение

Источник пород. Считается, что бокситовые месторождения Кимберли образовались *in situ* в результате бокситизации вулканитов Карсон. Доказательства того, что эти породы были источником бокситов и подстилающих глин, основываются на двух характеристиках этих пород:

1) структурном сходстве с базальтами;
2) содержании тяжелых минералов-примесей в базальтах и осадочных прослоях.

Структурное сходство между бокситами, глинами и базальтами настолько заметно, что почти все характерные черты, наблюдаемые в бокситах и глинах на плато Митчелл, могут быть обнаружены в природных или искусственных обнажениях свежих или выветрелых базальтов, которые окружают плато. К числу этих особенностей относятся первичные текстуры лавовых потоков и текстуры, возникшие в результате деформации этих потоков.

Амигдалоидная текстура типична для большинства разностей базальтов формации Карсон и четко устанавливается в перекрывающих глинах и в меньшей степени в бокситах. Подушечные текстуры в базальтах видны в горизонтальном разрезе в руслах ручьев (рис. 4) и в вертикальных разрезах в шурфах в районе Порт-Уоррендер (рис. 17). Они хорошо сохранились в бокситах, вскрытых в многочисленных шурфах на плато Митчелл (рис. 18).

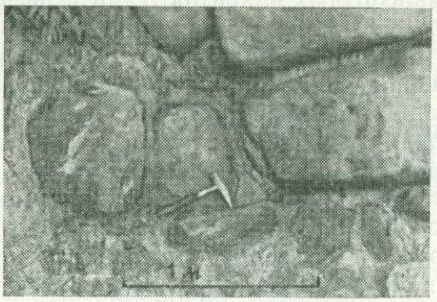


Рис. 17. Вертикальный разрез через зону невыветрелых подушек в базальтах, окруженных глиной и измененных трещиноватостью.

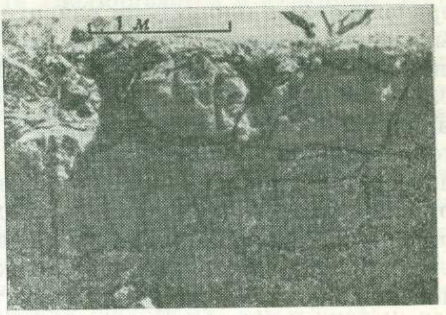


Рис. 18. Вертикальный разрез, показывающий подушечные текстуры в бокситах, измененных трещиноватостью.

Вулканические брекчии, которые выходят на поверхность к югу от центральной части плато Митчелл, коррелируются со смежными бокситами, внешне сходными с брекчиями. В основной массе железистых бокситов содержатся обломки гиббсита.

Вертикальные трещины и разломы, которые, как полагают, были сформированы до образования бокситов, прослеживаются из песчаников и базальтов в глины и бокситы. По своему характеру трещины в глинах и бокситах соответствуют трещинам в невыветрелых породах формации Карсон. Горизонтальные трещины также обычны в базальтах, глинах и бокситах.

Базальты и переслаивающиеся с ними осадочные отложения, которые подстилают плато Митчелл, характеризуются определенным комплексом тяжелых минералов. Анализы базальтов из ряда точек вокруг плато установили присутствие в тяжелой фракции циркона, эпидота, пироксена, хлорита, пренита и пумпеллиита.

Переслаивающиеся с базальтами алевролиты, которые обнажаются в северной и южной зонах центральной части плато Митчелл, содержат циркон и турмалин. Алевролиты, распространенные на мысе Уолш, кроме циркона и турмалина содержат еще эпидот и пироксен. Переслаивающиеся с базальтами песчаники, обнаженные к западу от реки Лоули, включают те же минералы и дополнительно рутил, кварц и анатаз. Таким образом, турмалин и циркон обычны для всех этих осадочных пород, но поскольку циркон входит и в состав базальтов, его присутствие не является таким диагностическим признаком осадочного происхождения, как содержание турмалина.

В процессе образования бокситов химический состав пород формации Карсон изменился, однако в них сохранились признаки первичного минерального состава. Выходы базальтов и переслаивающихся с ними осадочных пород вокруг плато Митчелл позволяют предполагать наличие по всему профилю через плато циркона, а местами и турмалина в бывших прослоях осадочных пород. Это подтверждено данными опробования профиля по скважине на юго-восточной окраине плато (рис. 3). Доказательства осадочного происхождения тем не менее отсутствуют в полном профиле, вскрытом выработкой на южной окраине плато (рис. 3), который, как считают, образовался за счет непрерывных лавовых потоков, не содержавших прослоев осадочных пород.

Анализы тяжелых минералов из выветрелых образований, обнаженных на плато Митчелл, указывают на площадную зональность, которая отражает эшелонированный характер складок в подстилающих породах. Как показано на рис. 11 и 12, площади распространения высокосортных бокситов

перемежаются с площадями развития низкосортных бокситов, глин и песчаных почв, которые, по-видимому, являются останцами осадочных пород. Анализы тяжелых минералов из такого материала подтверждают это предположение. Пробы почв и глин из болота, показанного на рис. 11, содержат циркон, турмалин, рутил, амфибол и хлорит. Тяжелые минералы из почв, отобранных на крайней западной площади развития останцов по линии разреза *AB* (рис. 11), представлены цирконом, турмалином и хлоритом. Горизонт низкосортных кремнистых латеритов, который вскрыт шурфами или обнажается на поверхности у границ этой площади, был опробован в пяти местах. Породы состоят из окислов железа, каолинита и небольших количеств гиббсита и бёмита; судя по их структуре и содержанию таких тяжелых минералов, как циркон, турмалин и кварц, они представляют собой базальный слой осадочных отложений.

Грабб [3] проанализировал пробы с плато Митчелл до того, как Дж. А. Зани объяснил литологический состав и строение вулканических пород формации Карсон на этой площади. Работа Грабба содержит ценные минералогические данные, но его выводы, касающиеся происхождения бокситовых месторождений, в настоящее время считаются недостаточно обоснованными. Присутствие обломочных минералов базальтового происхождения в бокситовом разрезе рассматривается им как доказательство эрозии, переработки и отложения в морских условиях с последующей бокситизацией. Это обусловлено присутствием первичных прослоев осадочных пород в латеритизированном профиле.

Площадная зональность латеритов и бокситов на плато Митчелл была установлена Граббом и интерпретировалась им как результат образования протоков в течение периода, когда море начало отступать. По данным структурного анализа площадная зональность отражает пересечение смятых в складки и латеритизированных базальтовых потоков и переслаивающихся с ними осадочных пород с поверхностью плато.

Бокситизация. Образование бокситов из базальтов формации Карсон происходило под действием грунтовых вод. Сопутствующими факторами, которые влияли на этот процесс, были рельеф, климат и растительность.

Бокситизации пород формации Карсон предшествовало выветривание базальтов и вынос щелочных и щелочноземельных элементов, что привело к образованию поверхностных глин. По мере углубления профиля выветривания железо по капиллярным каналам переносилось из базальтов к поверхности глин, образуя железистую корку.

Образование бокситов началось с момента растворения и выноса из глин кремнезема нисходящими нейтральными и щелочными грунтовыми водами. Там, где течение грунтовых вод было относительно быстрым, как в прибрежной зоне, уровень грунтовых вод был непостоянным. Здесь развивались более трубчатые бокситы и на большую глубину, чем вдали от моря, где колебание зеркала грунтовых вод было выражено не так резко. В тех местах, где дренаж грунтовых вод происходил настолько медленно, что сохранялись водоемы поверхностной воды, растительность становилась более густой.

Образующаяся при разложении растительности гумусовая кислота обусловливала понижение pH грунтовых вод. В результате этого железо и алюминий, содержавшиеся в трубчатых бокситах, выносились. Железо растворялось нисходящими кислыми растворами и частично переотлагалось в виде железняков на уровне постоянного зеркала грунтовых вод. Алюминий также растворялся, но переотлагался в пределах бокситовой зоны. Кремнезем концентрировался в верхней зоне бокситов, в то время как железо и алюминий переносились. Эти процессы привели к образованию массивных

бокситов, в которых содержание гиббсита увеличивается с глубиной. Ниже зоны бокситов развилась зона железняков.

В течение поздней стадии бокситизации, по-видимому, происходили многократные колебания уровня грунтовых вод, сопровождавшиеся изменением pH. Эти изменения, вероятно, вызывали образование пизолитов, в которых слои окислов железа и алюминия изменены.

На мысе Бугенвиль, где развиты трубчатые бокситы, кислые воды не участвовали в бокситизации. Здесь мощные железистые бокситы с низким содержанием кремнезема формировались преимущественно вблизи береговой линии.

На плато Митчелл сформировались более компактные бокситы; здесь бокситизация происходила под действием как щелочных, так и кислых вод. По сравнению с мысом Бугенвиль эти бокситы менее трубчатые и отличаются меньшей мощностью; содержание глинозема и кремнезема в них выше, а железа — ниже.

В сильно трещиноватых базальтах многочисленные трещины способствовали движению грунтовых вод. В подушечных базальтах грунтовые воды стремились течь по более проницаемому материалу между подушками, которые оказались вследствие этого более устойчивыми к бокситизации.

Выветривание. После образования бокситов в Кимберли пенеплен был поднят относительно уровня моря и подвергся денудации. Последовала быстрая эрозия бокситов.

Условия современного выветривания благоприятны для ресилификации бокситов. При этом глины и железистые пизолиты образуются вблизи поверхности. Полагают, что кремнезем извлекается из поверхностной силикатной корки и остаточных осадочных пород.

В сильно трещиноватых плотных бокситах ресилификация происходит только вдоль хорошо развитых плоскостей разломов до глубины, не превышающей 2 м. В бокситах, образовавшихся за счет подушечных лав, ресилификация происходит по междуподушечным каналам по всему профилю.

Благодарности

Авторы благодарят компанию American Metal Climax, Inc. за разрешение опубликовать эту статью.

Авторы обратились с просьбой к Австралийской лаборатории разработки полезных ископаемых (AMDL) исследовать образцы бокситов, глин, вулканитов и осадочных пород, отобранных в Кимберли. Целью этих исследований было получение информации, касающейся состава и происхождения минералов и пород в бокситовом профиле. AMDL провела эти работы, использовав стандартные методы отделения тяжелой фракции, петрографические и рентгеноструктурные исследования. Результаты этих работ были широко использованы в данной статье, и авторы крайне признательны за них. Авторы хотят выразить также благодарность д-рам К. Дж. Хенли, У. Дж. Спенсеру, Дж. Дж. Лоудеру и техническому персоналу AMDL.

Г-н Б. Саммерс, директор-распорядитель компании Australian Consolidated Minerals, N. L., любезно просмотрел рукопись статьи.

Список литературы

1. *Allen A. D.*, 1:250 000 Geological Series, Explan. Notes Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., SD/51-12, 1971.
2. *Gellatly D. C., Soufoulis J.*, 1:250 000 Geological Series, Explan. Notes Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., SD/52-5 and -9, 1969.
3. *Grubb P. L. C.*, Mineralogy, geochemistry, and genesis of the bauxite deposits on the Gove and Mintchell Plateau, Northern Australia, Mineral. Deposita, Berl., 5, 248-272, 1970.

Дарлинг-Рейндж

Дж. Бейкер

Общие сведения

Существование месторождений Дарлинг-Рейндж известно уже давно, и отчеты об их геологическом строении, написанные главным образом служащими Горнорудного департамента Западной Австралии, выпускались с конца XIX в. Ссылки на основную часть этих отчетов даны Симпсоном [11].

Последние статьи об этих латеритах написаны Мулкахи [7, 8], Томичем [12] и Граббом [2—4]. Мулкахи связывает происхождение и распределение некоторых латеритов с прошлым и современным климатом, а также с развитием рельефа. Томич дает общее описание залежей бокситов Дарлинг-Рейндж и кратко рассматривает вопросы качества руд, химических свойств, характера рудных тел и контроля оруденения. Более детальная работа выполнена Граббом, который изучил минералогию нескольких бокситовых профилей и пришел к выводу, что физико-географические условия, колебания уровня грунтовых вод и растительный покров были основными факторами, контролировавшими рудообразование. Краткий исторический очерк промышленного освоения этих месторождений дан Линдсли [5].

В настоящей работе рассматриваются вопросы общего размещения бокситовых месторождений, их регионального положения, топография, физические свойства, химический и минеральный составы рудных тел и значение геологии коренных пород. Кроме того, приведены некоторые соображения относительно генезиса месторождений.

Залежи бокситов

Региональное положение. Единственными известными промышленными месторождениями бокситов в южной части Западной Австралии являются месторождения Дарлинг-Рейндж. Они расположены вдоль западной окраины континентального плато, между 31 и 34° ю.ш., в пределах зоны шириной около 50 км (рис. 1). Бокситовые латериты распространены широко, но обычно являются прерывистыми, низкосортными и поэтому в своем большинстве не представляют промышленного интереса. Разлом Дарлинг вдоль окраины плато служит западной границей бокситоносного района.

Месторождения близ Яррадейла разрабатываются компанией Alcoa of Australia (W. A.) Ltd. с 1963 г. Руды по железной дороге доставляются на обогатительную фабрику в Куинану для переработки и перевозки на судах. В конце 1971 г. компания начала разработки в районе Дуэллингапа. Эти руды перерабатываются на обогатительной фабрике близ Пинджары.

Рельеф. Бокситовые латериты Дарлинг-Рейндж образуют относительно маломощные поверхностные залежи на пересеченном холмистом плато, сложенном преимущественно докембрийскими породами. Месторождения расположены главным образом на высоте 250—340 м над уровнем моря. Несколько отдельных хребтов достигают высоты 600 м, а латериты могут находиться на склонах этих хребтов на высоте до 500 м. Гора Саддлбэк сложена исключительно латеритами, прослеживающимися почти до гребня на высоту 550 м. Таким образом, латериты распространены в трехсотметровом интервале

G. F. U. Baker, Senior Geologist, Western Mining Corporation Ltd.

высот. В районе Яррадейла наклон пологого склона составляет около 5°, а более крутого — 9°. Подобные уклоны характерны для хребта Дарлинг [10]. На большей части площади плато изрезано прямолинейной дренажной сетью с преобладающим простиранием СЗ 330°. В южной части региона

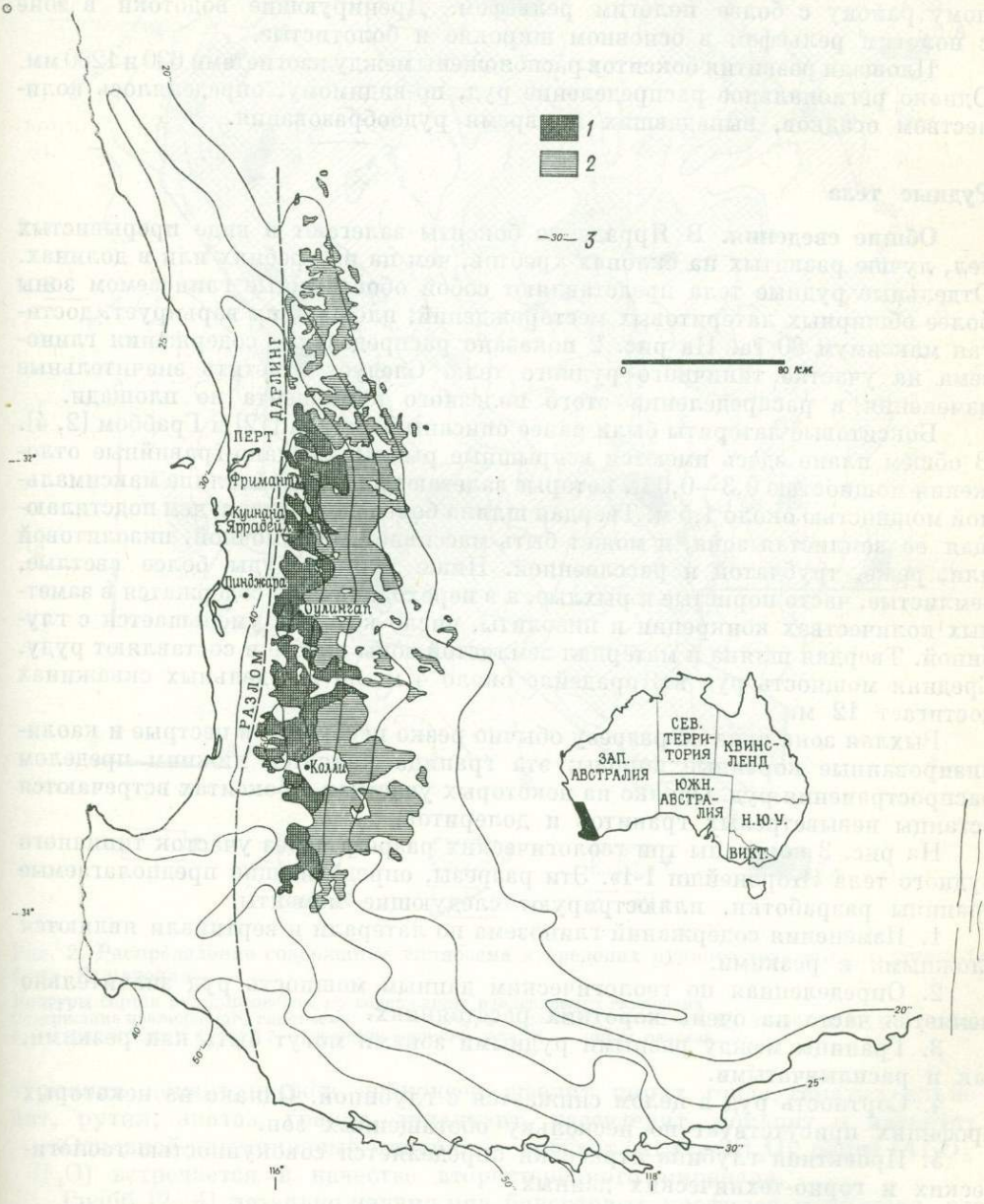


Рис. 1. Основные площади развития бокситовых латеритов Дарлинг-Рейндж [9].

1 — пересеченное плато с сильно волнистым рельефом и долинами с умеренной крутизной склонов; *2* — пересеченное плато со слабо до умеренно волнистого рельефом и дренажной сетью в виде широких заболоченных водотоков и бассейнов; *3* — изогиеты.

эти направления меняются на западные, а дренажная сеть становится более разветвленной.

Как указано в Атласе почв Австралии [9], бокситовые месторождения тяготеют главным образом к двум основным формам рельефа (рис. 1): умеренно пересеченной местности, примыкающей к уступу Дарлинг, и к восточному району с более пологим рельефом. Дренирующие водотоки в зоне с пологим рельефом в основном широкие и болотистые.

Площади развития бокситов расположены между изогиетами 630 и 1260 мм. Однако региональное распределение руд, по-видимому, определялось количеством осадков, выпадавших во время рудообразования.

Рудные тела

Общие сведения. В Яррадейле бокситы залегают в виде прерывистых тел, лучше развитых на склонах хребтов, чем на их гребнях или в долинах. Отдельные рудные тела представляют собой обогащенные глиноземом зоны более обширных латеритовых месторождений; площадь их варьирует, достигая максимум 80 га. На рис. 2 показано распределение содержания глинозема на участке типичного рудного тела. Следует отметить значительные изменения в распределении этого полезного компонента по площади.

Бокситовые латериты были ранее описаны Томичем [12] и Граббом [2, 4]. В общем плане здесь имеются вскрышные рыхлые песчано-гравийные отложения мощностью 0,3—0,6 м, которые залегают на твердой шляпе максимальной мощностью около 1,5 м. Твердая шляпа более железистая, чем подстилающая ее землистая зона, и может быть массивной, обломочной, пизолитовой или, реже, трубчатой и расслоенной. Ниже шляпы руды более светлые, землистые, часто пористые и рыхлые, а в переходной зоне содержатся в заметных количествах конкреции и пизолиты, число которых уменьшается с глубиной. Твердая шляпа и материал землистой зоны вместе и составляют руду. Средняя мощность руд в Яррадейле около 4 м, но в отдельных скважинах достигает 12 м.

Рыхлая зона вниз по разрезу обычно резко переходит в пестрые и каолинизированные коренные породы; эта граница является нижним пределом распространения руд. Однако на некоторых участках в бокситах встречаются останцы невыветрелых гранитов и долеритов.

На рис. 3 показаны три геологических разреза через участок типичного рудного тела «Коронейшн 1-1». Эти разрезы, определяющие предполагаемые границы разработки, иллюстрируют следующие моменты:

1. Изменения содержаний глинозема по латерали и вертикали являются сложными и резкими.
2. Определенная по геологическим данным мощность руд значительно меняется часто на очень коротких расстояниях.
3. Границы между разными рудными зонами могут быть как резкими, так и расплывчатыми.
4. Сортность руд в целом снижается с глубиной. Однако на некоторых профилях присутствует по нескольку обогащенных зон.
5. Проектная глубина отработки определяется совокупностью геологических и горно-технических данных.

Минералогия. Бокситы Дарлинг-Рейндж состоят преимущественно из гидратированных окислов железа и алюминия и кварца; соотношения этих компонентов варьируют. В рудах установлены следующие минеральные фазы: гиббсит, бёмит, каолинит, гематит, гётит, маггемит, метагаллуазит, иллит, аморфный гель кремнезема, кварц, диаспор и корунд [11, 2, 4]. Кроме того, в небольших количествах распространены тяжелые минералы [4]:

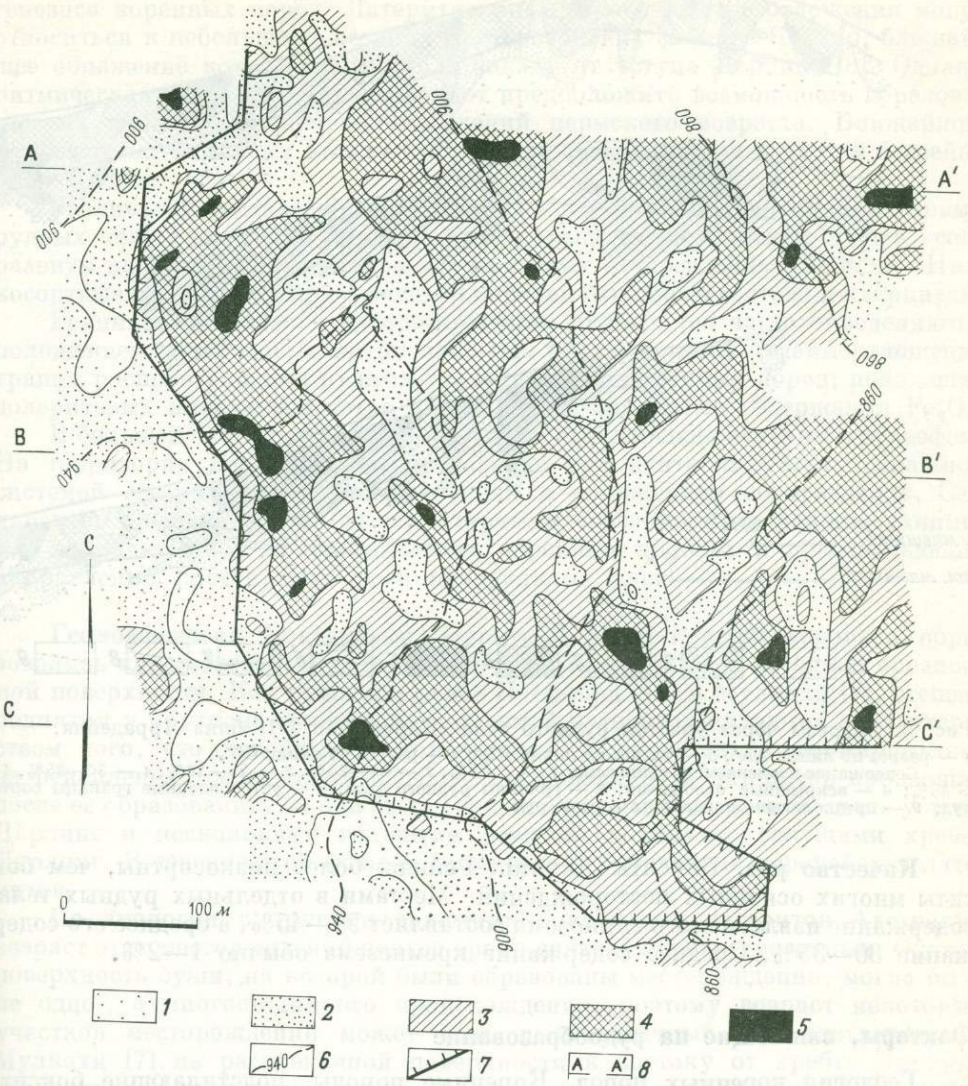


Рис. 2. Распределение содержания глинозема в пределах рудного тела «Коронейшн 1-1» близ Яррадейла.

Контуры сортов руд определены по содержанию извлекаемого глинозема.
Содержание извлекаемого глинозема: *1* — < 20%, *2* —20—25%; *3*—25—30%, *4*—30—35%, *5*— > 35%; *6* — горизонтали в футах; *7* — граница рудного тела; *8* — линия разреза.

турмалин, цоизит, циркон, лейкоксен, шеелит, пирит, топаз, гематит, ильменит, рутил, анатаз, гранат, андалузит, касситерит, монацит и магнетит.

Основной алюминиевый минерал — гиббсит ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$); бёмит ($Al_2O_3 \cdot H_2O$) встречается в качестве второстепенного минерала.

Грабб [2, 4] детально изучил ряд бокситовых профилей и показал, что в каждом из них наблюдается прогрессивное увеличение с глубиной содержания каолинита и кварца и соответственно уменьшение количеств гиббсита и гётита. В последней работе он отмечает присутствие диаспора, который неизвестен на других месторождениях Австралии, а также корунда. Грабб считает, что корунд образовался в результате химических процессов, протекавших при нормальных температурах почв.

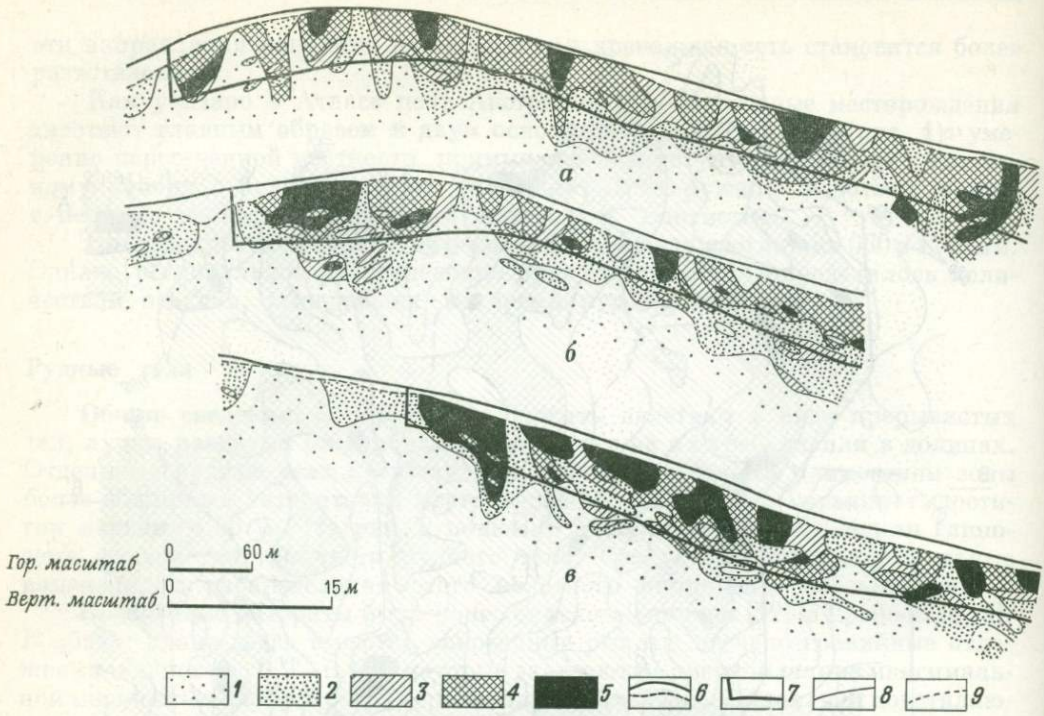


Рис. 3. Разрезы через участок рудного тела «Коронейшн 1-1» близ Яррадейла.
а — разрез по линии АА′; *б* — разрез по линии ВВ′; *в* — разрез по линии СС′.
Содержание извлекаемого глинозема: *1* — < 20%, *2* — 20—25%, *3* — 25—30%, *4* — 30—35%, *5* — > 30%; *6* — вскрышные отложения; *7* — границы рудного тела; *8* — установленные границы сортов руд; *9* — предполагаемые границы сортов руд.

Качество руд. Бокситы Дарлинг-Рейндж более низкосортны, чем бокситы многих основных месторождений. Местами в отдельных рудных телах содержание извлекаемого глинозема составляет 25—45%, а среднее его содержание 30—35%. Среднее содержание кремнезема обычно 1—2%.

Факторы, влияющие на рудообразование

Геология коренных пород. Коренные породы, подстилающие бокситы Дарлинг-Рейндж, имеют в основном архейский возраст [13]. К северу от широты Перта они представлены главным образом кислыми биотитовыми или роговообманковыми гнейсами с участками метаосадочных кварцитов, слюдяных сланцев и в меньших количествах джеспилитов. В районе между широтами Перта и Колли преобладающими породами являются средне- и крупнозернистые граниты. Дальше к югу распространены кислые гнейсы с небольшими участками ультраосновных пород. В целом по всей территории архейские породы прорваны роями долеритовых даек протерозойского возраста.

В рудничном блоке «Селдом-Син» в Яррадейле в твердой шляпе были найдены включения ритмически полосчатых и латеритизированных сланцев. Это прямое литологическое доказательство развития бокситов из осадочных пород согласуется с находками Грабба [4], который изучил тяжелые минералы в пробах бокситов из того же рудника. Однако это рудное тело является необычным, поскольку оно единственное в Яррадейле, в котором к настоящему времени найдены определенные полевые свидетельства осадочного

генезиса коренных пород. Латеритизированные осадочные отложения могут относиться к небольшому останцу протерозойских сланцев Кардап, ближайшее обнажение которых известно к западу от уступа Дарлинг [6]. Однако ритмическая расслоенность позволяет предположить возможность образования их за счет ледниковых отложений пермского возраста. Ближайшие из известных пермских отложений расположены в 110 км к югу, в бассейне реки Колли.

Различия в составе коренных пород влияют на положение бокситовых рудных тел. Томич [12] отмечал, что промышленные бокситы лучше всего развиты на гранитных и глиноземсодержащих метаосадочных породах. Низкосортные их разности приурочены к породам основного состава и кварцитам.

Границы площадного распространения рудных тел часто определяются положением долеритовых интрузивов. На рис. 4 показано взаимоотношение границ распространения рудных тел и геологии коренных пород; положение долеритовых интрузивов четко определяется контурами содержания Fe_2O_3.

В большей части региональные рудоносные площади связаны с рельефом. На территории Яррадейла распределение руд контролируется дренажной системой северо-западного направления и положением водоразделов. Сам характер дренажа связан со структурными особенностями района, такими, как складчатость в кристаллических коренных породах и преобладающие направления простирания роев интрузивных даек.

Геоморфология. Бокситовые латериты Дарлинг-Рейндж, вероятно, образовались как остаточный материал почв по крайней мере на одной эрозионной поверхности. Как отмечали ранее Плейфорд [10] и Мулкахи [7], степень поднятия и крутизна склонов поверхностей латеритов являются доказательством того, что подобные месторождения не обязательно формировались на пенеплене. Последующее расчленение поверхности латеритов произошло после ее образования, но оно было ограничено в основном зоной вдоль уступа Дарлинг и несколькими главными речными долинами, секущими хребет Дарлинг. В течение этой фазы происходила ограниченная переработка латеритов.

По аналогии с другими залежами бокситовых латеритов Австралии возраст этих месторождений долгое время считался среднетретичным. Однако поверхность суши, на которой были образованы месторождения, могла быть не одно-, а многостадийного происхождения, поэтому возраст некоторых участков месторождений может быть и дотретичный и послетретичный. Мулкахи [7] на расчлененной поверхности к востоку от хребта Дарлинг закартировал латеритные почвы, очевидно развивавшиеся длительное время на разнотипных материковых поверхностях.

Физико-химические условия. Как отмечалось выше, на многих площадях существует определенная связь между геологией коренных пород и качеством бокситов; это является хорошим доказательством остаточного генезиса большинства бокситов.

Согласно принятым в настоящее время гипотезам генезиса остаточных бокситов, последние образовались в результате окаменения почв под действием интенсивного выщелачивания глинозема из первичных пород в условиях большого количества атмосферных осадков. По-видимому, необходимым условием здесь является равновесие между эрозией и выщелачиванием. Если эрозия чрезмерная, поверхностные бокситы выносятся. Ослабленная эрозия и слабый дренаж могут привести к стабилизации высокого уровня грунтовых вод и рекаолинизации ранее образовавшегося бокситового материала. На месторождении Дарлинг-Рейндж самые высокосортные бокситы обычно ассоциируются с хорошо дренируемыми площадями с заметной крутизной склонов

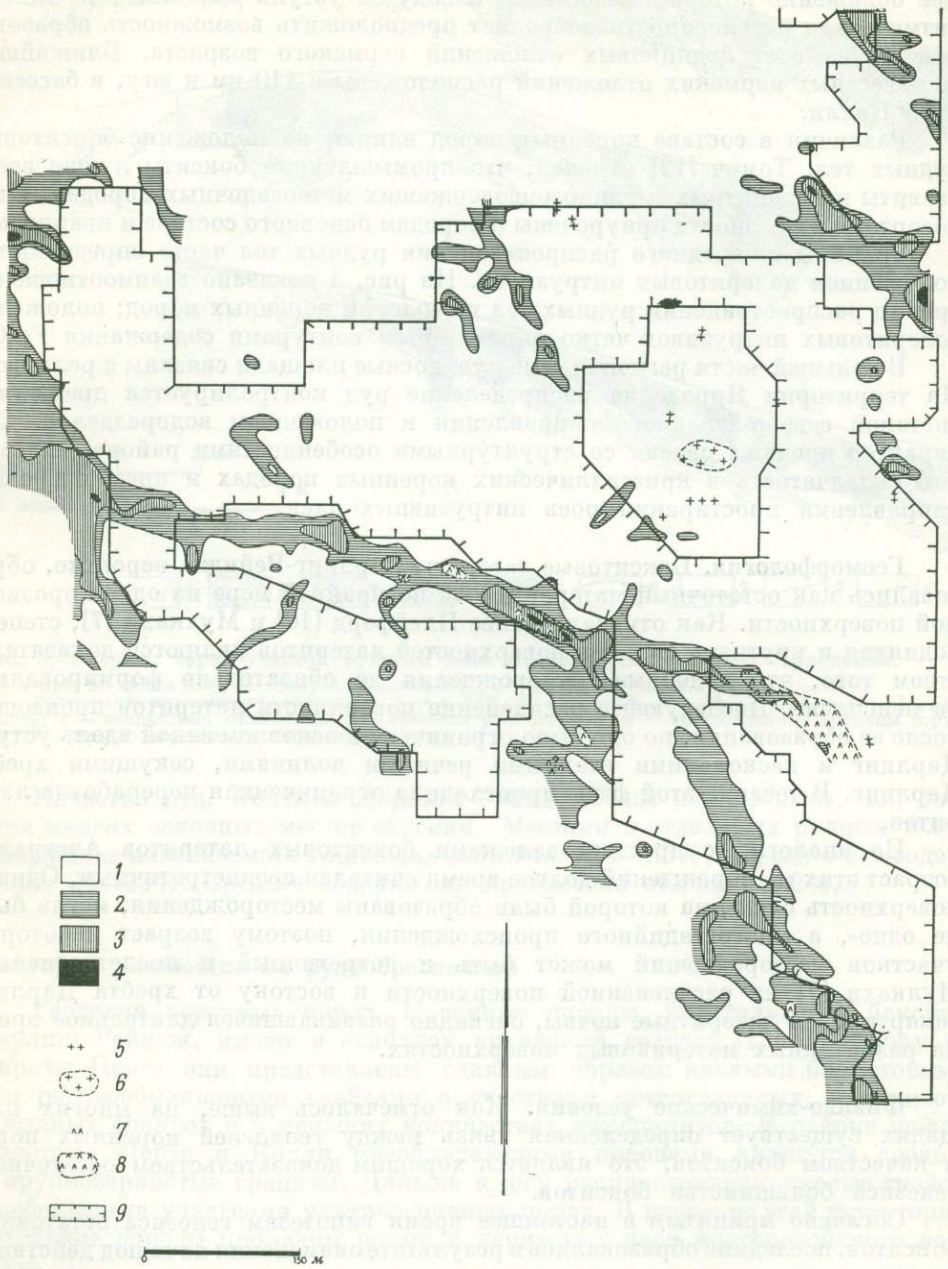


Рис. 4. Геология и границы распространения рудного тела «Селдом-Син 6» близ Яррадейла.

Содержание Fe_2O_3: *1* — < 25%, *2* — 25—30%, *3* — 35—45%, *4* — > 45%; *5* — архейские граниты, пересеченные скважиной; *6* — коренные обнажения архейских гранитов; *7* — протерозойские долериты, пересеченные скважиной; *8* — коренные обнажения протерозойских долеритов; *9* — границы рудного тела.

и минимальными процессами эрозии. Переработанные бокситы, по-видимому, в основном приурочены к верхним частям бокситового профиля.

Другими факторами, очевидно необходимыми для бокситизации, являются относительно большое количество атмосферных осадков и развивающаяся в связи с этим густая лесная растительность, которая способствует максимальному просачиванию грунтовых вод и минимальному поверхностному стоку. Растительность также является важным фактором, контролирующим извлечение кремнезема путем поддержания низкого значения pH грунтовых вод [3]. Переотложение гидратированных окислов алюминия и железа, как полагают, происходит в зоне с более высоким значением pH на уровне или чуть выше зеркала грунтовых вод. Гранитные породы более благоприятны для латеритизации, чем породы основного состава, такие, как долериты.

Грабб [2] предположил, что для развития перекрывающих латеритовых бокситов важны следующие свойства гранитов Дарлинг-Рейндж:

1) породы должны быть достаточно мелкозернистыми, что предопределяет большие размеры внутрикристаллической поверхности, где происходит растворение;

2) твердость пород в течение латеритизации должна была быть достаточной для сохранения пористости и, следовательно, определенной скорости просачивания грунтовых вод.

Основным источником глинозема в бокситах является калиевый полевой шпат из гранитов и менее распространенный плагиоклаз из даек основного состава. Присутствие значительного количества остаточного кварца из материнских гранитов обусловило относительно низкое качество бокситов.

Благодарности

Автор благодарит директора-распорядителя компании Alcoa of Australia Ltd. за разрешение опубликовать эту статью, а также своих коллег из компаний Alcoa of Australia Ltd. и Western Mining Corporation Ltd. за помощь в ее подготовке.

Список литературы

1. *Baker G. F. U.*, Origin of Darling Range bauxites, Western Australia, Econ. Geol., 67, 981-982, 1972.
2. *Grubb P. L. C.*, Some aspects of lateritization in Western Australia, Proc. R. Soc. West. Aust., 49, 117-124, 1966.
3. *Grubb P. L. C.*, Mineralogy, geochemistry and genesis of the bauxite deposits on the Gove and Mitchell Plateaux, Northern Australia, Mineral. Deposita, Berl., 5, 248-272, 1970.
4. *Grubb P. L. C.*, Mineralogical anomalies in the Darling Ranges bauxites at Jarrahdale, Western Australia, Econ. Geol., 66, 1005-1016, 1971.
5. *Lindsley A. W.*, Aluminium, Australian Mining, Metallurgical and Mineral Industry, 143-156 (8th Commonwealth Mining 8c Metallurgical Congress, Melbourne), 1965.
6. *McWhae J. R. H., Plyaford P. E., Lindner A. W., Glenister B. F., Balme B. E.*, The stratigraphy of Western Australia (Melb. Univ. Press), 1958.
7. *Mulcahy M. J.*, Laterites and lateritic soils in south-western Australia, J. Soil Sci., 11, 206-225, 1960.
8. *Mulcahy M. J.*, Landscapes, laterites and soils in south-western Australia, in *Jennings J. N., Mabbutt J. A.*, eds., Landform studies from Australia and New Guinea, 211-230, Aust. Nat. Univ. Press, Canberra, 1967.
9. *Northcote K. H., Bettenay E., Churchward H. M., McArthur W. M.*, Atlas of Australian soils, Perth—Albany—Esperance area (C.S.I.R.O.), 1967.
10. *Playford P. E.*, Observations on laterite in Western Australia, Aust. J. Sci., 17, 11-14, 1954.
11. *Simpson E. S.*, Minerals of Western Australia, 2, 366-390 (Govt. Print., Perth, Western Australia), 1951.

12. *Tomich S. A.*, Bauxite in the Darling Range, Western Australia, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 212, 125-135, 1964.
13. *Wilson A. F.*, Advances in the knowledge of the structure and petrology of the Precambrian rocks of south-western Australia, Proc. R. Soc. West. Aust., 41, 57-83, 1958.

Маунт-Саддлбэк

Х. Оуэн, М. Харгривс

Общие сведения

В статье описаны бокситовые месторождения, образовавшиеся на габброидных породах в окрестностях горы Маунт-Саддлбэк. Приводятся также краткие сведения о бокситах, развитых на гранитоидных материнских породах в 120—130 км к юг-юго-востоку от Перта.

Успешное развитие производства алюминия фирмой Alcoa на базе бокситов Дарлинг-Рейндж, считавшихся ранее слишком низкосортными для использования в качестве руды, привело к значительному расширению поисковых работ и опробованию латеритов на площадях, расположенных главным образом по периферии владений фирмы Alcoa.

В 1968 г. компания Alwest Pty. Ltd. получила разрешение на разведку площадей, находящихся между 32°10′ и 33°45′ ю. ш. и 116 и 117° в. д. Спорадическое опробование, проводившееся предшественниками, было продолжено сотрудниками Alwest на систематической основе.

После присоединения в сентябре 1970 г. Alwest к компании Broken Hill Pty. Ltd. были продолжены детальные исследования бокситов в районе Маунт-Саддлбэк (32°59′ ю.ш. и 116°27′ в. д.).

Геология

Общая геология. Латериты Дарлинг-Рейндж развиты на сильно расчлененном плато, сложенном гранитами и основными породами; плато представляет собой часть Западно-Австралийского щита архейского возраста.

Латериты широко распространены в пределах плато Дарлинг на площади 65 000 км² между Уонган-Хилсом на севере и морским побережьем на юге (рис. 1). Площади развития латеритов прерываются выходами гранитов, которые круто поднимаются над латеритизированной поверхностью, и руслами современной дренажной сети. Площадь, характеризующаяся интенсивным развитием бокситов, ограничена на западе уступом Дарлинг, а восточная ее граница в целом совпадает с трассой железной дороги Нортем — Олбани.

Широко распространены латериты двух типов, обусловленных составом материнских пород, на которых они образовались. Латериты, связанные с гранитами, характеризуются высоким содержанием кварца, тогда как латериты, образовавшиеся за счет пород среднего и основного состава, почти лишены его. В целом латериты второго типа более железистые, чем многие их разности, развитые на гранитах.

На благоприятных территориях латериты обоих типов содержат глинозем в количествах, достаточных для образования бокситов, представляющих большой экономический интерес. Несмотря на низкое, по сравнению с миро-

H. B. Owen, Chief Executive Geologist, The Broken Hill Pty. Company Ltd.; *M. R. Hargreaves*, Chief Geologist, Alwest Pty. Ltd.

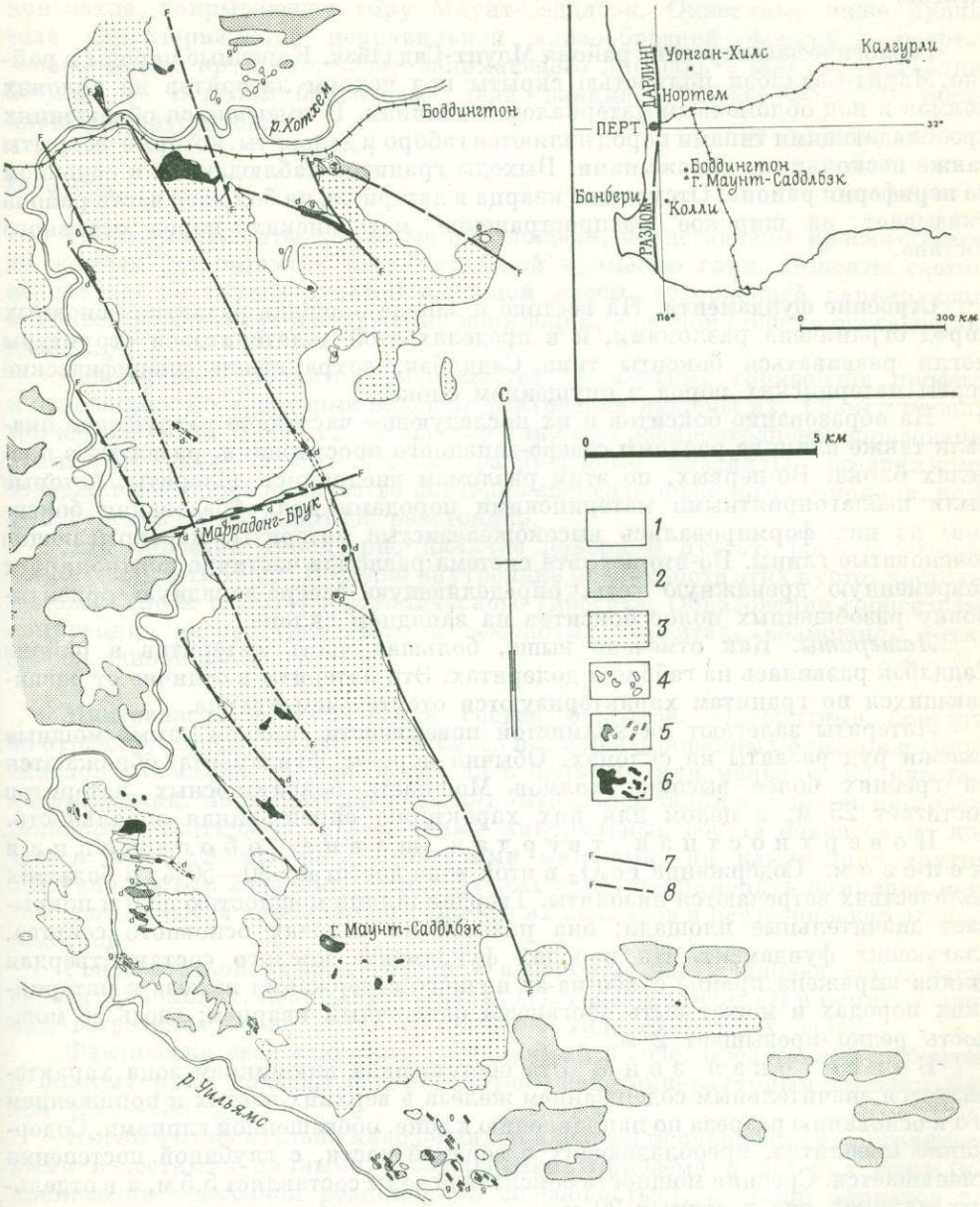


Рис. 1. Геологическая карта района Маунт-Саддлбэк.

1 — растительный покров, гравелистые почвы и аллювий; *2* — бледные высококремнеземистые латериты, образовавшиеся на кислых породах; *3* — высокожелезистые низкокремнеземистые латериты, образовавшиеся на основных породах; *4* — выходы гранитов; *5* — выходы долеритов; *6* — выходы габбро; *7* — предполагаемый разлом; *8* — разломы, скрытые латеритами.

выми стандартами, содержание полезных компонентов, легкая обогатимость этих бокситов и низкое содержание в них кремнезема возмещают такие недостатки, как относительно низкое содержание глинозема и высокое — железа.

Геологическое строение района Маунт-Саддлбэк. Коренные породы в районе Маунт-Саддлбэк полностью скрыты под чехлом латеритов на склонах холмов и под обломочным материалом в долинах. В имеющихся обнажениях преобладающими типами пород являются габбро и долериты, которые вскрыты также несколькими скважинами. Выходы гранитов наблюдаются в основном по периферии района. Отсутствие кварца в латеритах на большей части района указывает на широкое распространение материнских пород основного состава.

Строение фундамента. На востоке и западе площадь развития основных пород ограничена разломами, и в пределах этой долеритовой структуры могли развиваться бокситы типа Саддлбэк, сохранявшие специфические черты материнских пород в опущенном блоке.

На образование бокситов и их последующее частичное разрушение оказали также влияние разломы северо-западного простирания, развитые в пределах блока. Во-первых, по этим разломам внедрялись долериты, которые были неблагоприятными материнскими породами для образования бокситов; из них формировались высокожелезистые латериты, перекрывающие зеленоватые глины. Во-вторых, эта система разломов частично контролирует современную дренажную сеть, определяющую северо-западную ориентировку разобщенных полос бокситов на западном склоне.

Латериты. Как отмечено выше, большая часть латеритов в районе Саддлбэк развилась на габбро и долеритах. Эти латериты в отличие от развивающихся по гранитам характеризуются отсутствием кварца.

Латериты залегают на холмистой поверхности, причем самые мощные залежи руд развиты на склонах. Обычно породы фундамента обнажаются на гребнях более высоких холмов. Мощность бокситоносных латеритов достигает 25 м; в целом для них характерна определенная зональность.

Поверхностная твердая шляпа, обогащенная железом. Содержание Fe_2O_3 в этой зоне достигает 40—50%; в больших количествах встречаются пизолиты. Твердая шляпа мощностью до 6 м покрывает значительные площади; она развита на породах основного состава, слагающих фундамент. На породах фундамента кислого состава твердая шляпа выражена крайне слабо из-за низкого содержания железа в материнских породах и может быть обогащена остаточным кварцем; здесь ее мощность редко превышает 2 м.

Бокситовая зона. Эта обогащенная алюминием зона характеризуется значительным содержанием железа в верхних частях и понижением его к основанию разреза по направлению к зоне, обогащенной глинами. Содержание пизолитов, преобладающих в верхней части, с глубиной постепенно уменьшается. Средняя мощность бокситовой зоны составляет 5,5 м, а в отдельных случаях она достигает 20 м.

Глинистая зона. Очень неправильная по форме зона загрязненных глинами бокситов может находиться в виде прослоев в бокситовой залежи или располагаться внутри между бокситами и выветрелыми (каолинизированными) материнскими породами. Крайне невыдержанный маломощный прослой белых глин залегает между бокситами и выветрелыми материнскими породами. Встречающиеся в глинах кремнистые сланцы, по-видимому, образовались в результате отложения кремнезема в благоприятных условиях движения грунтовых вод в процессе латеритизации.

Выветрелые материнские породы. Обычно переход от бокситов к материнским породам резкий; зона глин может отсутствовать или быть маломощной.

Промышленно ценные бокситы образуют прерывистые залежи в латеритном чехле, покрывающем гору Маунт-Саддлбэк. Описанные ниже рудные тела характеризуются неправильной линзообразной формой в разрезе; запасы самого крупного тела, занимающего площадь в 600 га, составляют 20 млн. т. В целом бокситовые тела занимают около 25—30% общей площади латеритов.

Бокситы

Типичные бокситы, развитые на площади, представлены красно-бурыми до желтых латеритами с незначительной примесью глин. Бокситы состоят из средне- до тонкозернистой основной массы, содержащей варьирующие количества пизолитов и включения конкреций, в разной степени обогащенных гиббситом.

Содержание пизолитов уменьшается от верхних горизонтов профиля к основанию, но некоторые бокситы фактически лишены их. Размер пизолитов варьирует от 1,5 до 12 мм; однако наиболее распространены образования диаметром около 6 мм. Местами разрушенные пизолиты, по-видимому, содержат некоторое количество повторно сцементированного материала, который перемещен на короткое расстояние.

Для бокситов характерно наличие каверн и пустот, размер которых может достигать 15 см. Нередко внутренние поверхности этих пустот частично покрыты слоем скрытокристаллического гиббсита. Образование гиббситовых конкреций, распространенных в землистых бокситах, возможно, объясняется заполнением пустот.

Минералогия и химический состав бокситов. Латеритные бокситы, по существу, представляют собой смесь несцементированных окислов и гидроокислов алюминия, железа и титана с большим или меньшим количеством кварца и глин. Часть материала может быть некристаллической или настолько тонкокристаллической, что сложный минеральный состав бокситов не поддается определению ни оптическими методами, ни каким-либо другим, отдельно взятым методом; в этих случаях следует применять комплекс методов, и в частности комбинацию химических анализов и рентгеновской дифрактометрии.

Рентгеновской дифрактометрией в бокситах из Саддлбэка установлены гиббсит, каолинит, кварц, кристобалит (?), гематит, гётит (?) и бёмит; последний встречался очень редко и только в виде единичных зерен.

Фактически весь глинозем, растворимый в соде, представлен гиббситом, и поэтому руды поддаются переработке низкотемпературным методом Байера (140—150° С).

Имеется относительно мало общих анализов для сравнения с многочисленными известными данными о содержании глинозема и потерях соды (или кремнезема с высокой реакционной способностью), а выбор образцов для определения возможного минерального состава и поведения в различных химических средах ограничен. Ниже в табл. 1 приведены анализы четырех образцов из Саддлбэка и расчетный минеральный состав. Приводимые в таблице данные о содержании компонентов, растворимых в соде, были получены стандартным методом, широко применяемым для количественного анализа бокситов, а именно автоклавным выщелачиванием в 8%-ном растворе едкого натра при температуре 150° С.

Некоторые понятия, использованные в табл. 1, требуют пояснения.

Таблица 1

1. Материал из основания твердой шляпы на глубине 5,3—6,1 м от поверхности

	П.п.п.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	Сумма
Анализы:						
Общий	15,1	1,5	46,0	32,2	4,1	98,9
Компоненты, растворимые в соде	—	0,4	25,2	—	—	—
Минеральный состав:						
Каолинит	0,1	0,4	0,3			0,8
Кварц	—	1,1				1,1
Гиббсит	13,1		24,9			38,0
Al-гётит	1,9		5,4	8,8		16,1
Гематит	—			23,4		23,4
TiO_2					4,1	4,1
Избыток Al_2O_3	—		15,4			

2. Типичная бокситовая руда

Анализы:						
Общий	24,3	2,1	44,5	26,9	2,1	99,9
Компоненты, растворимые в соде	—	1,0	35,7	—	—	—
Минеральный состав:						
Каолинит	0,3	1,0	0,8			2,1
Кварц	—	1,1				1,1
Гиббсит	18,5		34,9			53,4
Al-гётит	2,5		8,8	14,2		25,5
Лимонит	3,0			12,7		15,7
TiO_2					2,1	

3. Высокосортные бокситы на глубине 5,8—6,1 м от поверхности

Анализы:						
Общий	27,6	0,1	47,7	22,3	2,0	99,7
Компоненты, растворимые в соде	—	0,1	43,8			
Минеральный состав:						
Каолинит	—	0,1	0,1			0,2
Кварц						—
Гиббсит	23,2		43,7			66,9
Al-гётит	1,4		3,9	6,3		11,6
Лимонит	3,0			16,0		19,0
TiO_2					2,0	2,0

4. Типичная бокситовая руда на глубине 10,4—10,7 м от поверхности

Анализы:						
Общий	25,0	1,0	42,8	29,5	2,2	100,5
Компоненты, растворимые в соде	—	1,0	31,1			

Продолжение табл. 1

	П.п.п.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	TiO_2	Сумма
Минеральный состав:						
Каолинит	0,3	1,0	0,8			2,1
Кварц						—
Гиббсит	16,1		30,3			46,4
Al-гётит	4,1		11,7		18,9	34,7
Лимонит	1,6				10,6	12,2
TiO_2	—				2,2	2,2
Избыток H_2O	2,9					2,9

1. Al-гётит имеет предполагаемую формулу $AlFe(O \cdot OH)_2$, т. е. содержит 33,6% Al_2O_3, 54,5% FeO и 11,9% H_2O. Вероятно, что отношение Al/Fe меняется в широких пределах, но более низких значений, чем это можно ожидать из приведенного выше соотношения.

2. По данным рентгеновской дифрактометрии не установлено присутствие кристаллического безводного глинозема, т. е. корунда; однако можно предположить, что избыток Al_2O_3, судя по результатам химического анализа первого образца, приведенным в табл. 1, объясняется присутствием аморфного глинозема. Эта точка зрения развивается ниже.

3. Лимонит имеет предполагаемую формулу $Fe_2O_3 \cdot xH_2O$, где $x \approx 1{,}5$.

Достигнутая точность расчета составов главных минералов основана на предположении, что можно проводить любые расчеты, если принять, что весь извлекаемый глинозем представлен в руде только каолинитом и гиббситом.

Лабораторные исследования показали, что в целом около 15—20% общего количества глинозема не поддается щелочному выщелачиванию. Испытания, проведенные при температурах от 100 до 250° С при содержании едкого натра, меняющемся от 8 до 40%, показали почти одинаковую растворимость глинозема в соде и едком натре. Поскольку такое поведение нельзя приписать бёмиту, для него было найдено другое объяснение. Обратная зависимость между низкой извлекаемостью глинозема и высоким содержанием железа в значительной мере наводит на мысль о присутствии глиноземсодержащего гётита; вместе с тем важно отметить, что корунд, установленный в пизолитах с высоким общим содержанием глинозема из других мест хребта Дарлинг, по-видимому, распространен в верхней пизолитовой зоне по всей провинции. Грабб [1] также зарегистрировал находки корунда в бокситах Дарлинг-Рейндж.

Данные химических анализов и результаты щелочного выщелачивания подтверждают присутствие глиноземсодержащего гётита, но отсутствие связи между содержаниями нерастворимого глинозема и железа наводит на мысль о существовании в варьирующих количествах нерастворимого аморфного безводного глинозема, который не определяется рентгеновской дифрактометрией. Количество связанной воды в бокситах меняется в очень широких пределах до ее полного исчезновения, поэтому можно заключить, что система Al_2O_3 —Fe_2O_3 — H_2O широко варьирует, но не обязательно стехиометрически.

Запасы и кондиции. Разведка бокситов в пределах площади, показанной на рис. 1, проводилась бурением и проходкой шурфов. На заключительной стадии бурение велось по сетке 100 × 100 м, а на отдельных участках сеть сгущалась до 20 × 20 м, как показано на рис. 2. В буровых скважинах

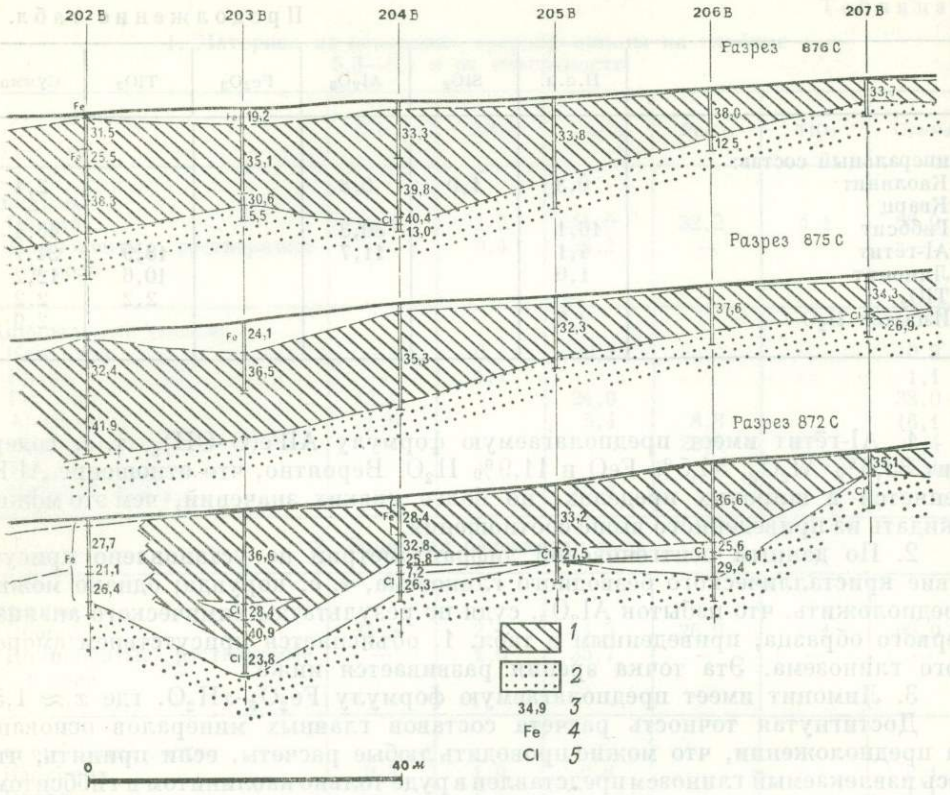


Рис. 2. Разрезы бокситового месторождения Маунт-Саддлбэк.

1 — промышленные бокситы; *2* — подстилающие глины; *3* — извлекаемый глинозем (%); *4* — железистые] латериты с низким содержанием кремнезема; *5* — глиноземистые латериты, загрязненные глиной.

было отобрано в общем свыше 0,76 м керна, а пробы из шурфов представляли слой мощностью до 30 см. Пробы отбирались для оценки извлекаемости глинозема и потерь соды в процессе автоклавного выщелачивания в растворе каустической соды, содержащей 80 г/л NaOH при температуре 150° С.

При подсчете запасов учитывались следующие факторы:

К о н д и ц и и. В запасы включаются руды, пробы которых содержат в среднем более 30% извлекаемого глинозема, а потери соды при переработке руд — не менее 3% при допустимой мощности. На практике установлено, что при переработке рудных проб потери соды составляли лишь 0,7—1,4%.

В с к р ы ш а и м и н и м а л ь н а я м о щ н о с т ь. Минимальная мощность рудных тел, пригодных для разработки, составляет 2,3 м. Максимальная допустимая мощность вскрыши независимо от мощности рудных тел рассчитывалась по скользящей шкале в зависимости от других издержек производства, таких, как выплаты компенсаций, удаление вскрыши, восстановление почв и лесонасаждений.

Некоторые скважины пересекли высокосортные руды с поверхности, но в таких случаях самый верхний материал включался во вскрышу во избежание загрязнения бокситов органикой.

З о н а в л и я н и я. Считается, что область действия каждой скважины представляет собой прямоугольную площадь, ограниченную линиями, проходящими через середины расстояний между соседними скважинами, т. е. площадь, равную 10 000 м². Бурение с шагом в 20 м проводилось при

подсчете запасов лишь для контроля правильности результатов бурения по сетке 100 × 100 м.

Минимальный размер рудной залежи. Самое малое отдельное рудное тело, пригодное для включения в запасы, должно быть вскрыто по крайней мере тремя соседними скважинами и, следовательно, занимать площадь около 3 га, что приблизительно соответствует 300 000 т руды. Рудные тела меньших размеров в подсчет не включаются.

Тоннажно-объемный коэффициент. Взвешивание измеренных объемов пород из шурфов дает среднее значение этого коэффициента 0,52 м³/т сухой руды. По более осторожной оценке был принят показатель 0,56 м³/т.

Запасы. В пределах территории, показанной на рис. 1, подсчитанные запасы, оконтуренные в соответствии с описанными выше параметрами, составляют более 200 млн. т со средними содержаниями извлекаемого глинозема 32,2%. Рудная залежь состоит из множества локов с запасами от 0,35 до 20 млн. т.

Благодарности

Авторы выражают благодарность исследовательскому отделу Колорадской школы горнодобывающей промышленности и Центральной исследовательской лаборатории (В. Н. Р.) за выполнение рентгеноструктурных анализов и определений следовых количеств бёмита в латеритах, приводимых в табл. 1. Огромная благодарность выражается компаниям Broken Hill Pty. Ltd. и Alwest Pty. Ltd. за разрешение опубликовать эту статью.

Список литературы

1. *Grubb P. L. C.*, Mineralogical anomalies in the Darling Range bauxites at Jarrahdale, Western Australia, Econ. geol., 66, 1005—1016, 1971.

Тасмания

В. Мэтъюз

Общие сведения

Небольшие площади развития бокситов имеются в нескольких районах Тасмании. В настоящее время латериты, включая бокситы, распространены здесь в виде изолированных участков обычно небольшой протяженности, хотя в момент образования в позднетретичное время они, по-видимому, покрывали гораздо более обширные площади. Сохранились остатки латеритового материала на юрских долеритах, третичных базальтах и третичных осадочных отложениях. Бокситовый материал исследовался только с мест развития его на долеритах и базальтах. Площади развития латеритов и площади, на которых установлены залежи бокситов, показаны на рис. 1.

Изучение бокситовых рудопроявлений в Тасмании было начато в 1941 г. Горнорудным департаментом Тасмании, а в 1945 г. к нему подключилось Бюро минеральных ресурсов. Отчеты о результатах проведенных работ

W. L. Matthews, Geologist, Department of Mines, Tasmania. Публикуется с разрешения директора рудника.

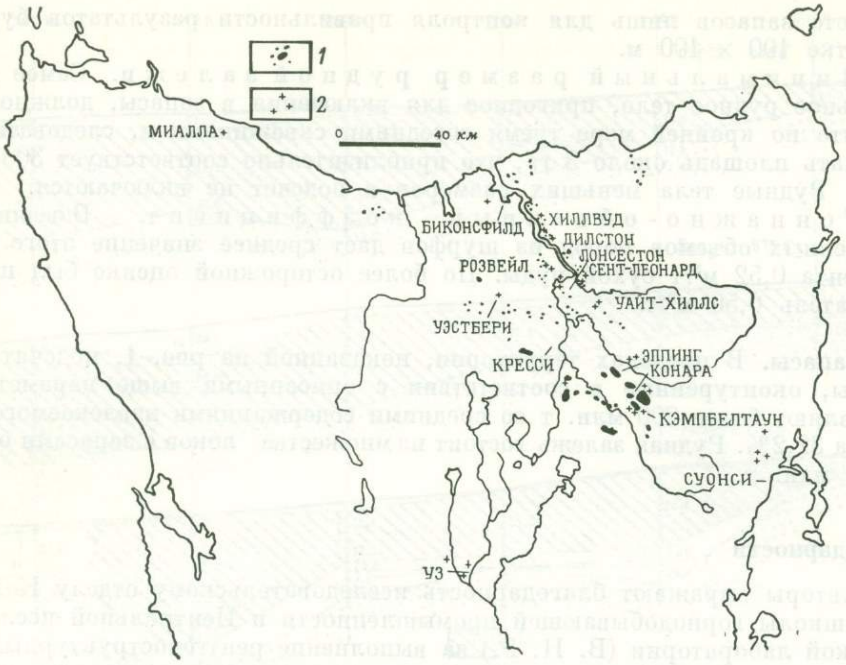


Рис. 1. Распределение латеритов и бокситоносных площадей в Тасмании.
1 — площади развития латеритов; *2* — площади, на которых установлены залежи бокситов.

написаны Диккинсоном [1], Оуэном [4, 5] и Кейдом [3]; литология бокситов Тасмании описана Эдуардсом [2].

По австралийским стандартам бокситовые месторождения Тасмании считаются мелкими. Добывавшиеся в незначительных количествах бокситы на месторождении Миалла использовались Комиссией по гидроэлектроэнергии для очистки трансформаторного масла.

Бокситы, развитые на долеритах

С долеритами генетически связаны два крупных (Уз и Сент-Леонардс) и множество мелких месторождений.

Месторождения Уз. Семнадцать отдельных полого падающих (с углом падения 6—12°) бокситовых тел локализовано в районе Уз. Бокситы перекрыты глинами и песчанистыми глинами с некоторым количеством лигнитов, вероятно, третичного возраста; средняя мощность покровных отложений 1,2 м, но местами она достигает 15,2 м. Максимальная мощность бокситов 7,6 м, а средняя мощность на более важных площадях 2,4 м. Эдуардс [2] описывает три горизонта:

1) самый верхний горизонт, сложенный пизолитовыми бокситами, или бокситами с пизолитовой или нодулярной текстурой;

2) промежуточный горизонт массивных бесструктурных бокситов, главным образом желтых или бурых, местами розовых и красных (землистых бокситов);

3) нижний горизонт массивных бокситов в основном желтого цвета, часто мелкопористых со структурой предположительно выветрелых долеритов (долеритовые бокситы).

Подсчитанные запасы в районе Уз составляют 703 500 т с содержанием 40,4% Al_2O_3, 28% Fe_2O_3, 2,2% TiO_2 и 6,4% нерастворимого материала.

Месторождения Сент-Леонард. Несколько отдельных площадей развития бокситов, уходящих, по-видимому, под осадочные отложения третичного возраста, было изучено в районе Сент-Леонард, но основные месторождения расположены в 1,6 км восточнее этого населенного пункта. Залежи бокситов характеризуются слабой изменчивостью направлений падения; средняя мощность их 1,5—2,1 м. Зональность месторождений подобна описанной в районе Уз, за исключением того, что в нижнем горизонте породы более зернистые. Бокситы часто залегают непосредственно на неизмененных долеритах. Подсчитанные запасы руды в районе Сент-Леонард составляют 145 000 т при содержании 41,5% Al_2O_3, 25,7% Fe_2O_3 и 2,2% TiO_2.

Другие месторождения. Из других районов развития бокситов по долеритам следует отметить:

1. Район в 6,4 км к северу от Суонси с рудным запасом в 95 500 т при содержании 34,3% Al_2O_3, 3,8% SiO_2, 22,3% потерь при прокаливании [3].
2. Район в 11,3 км к северу от Суонси с запасом руд в 31 500 т при содержании 35% Al_2O_3, 33% Fe_2O_3 и 8,1% SiO_2 [5].
3. Район Коннот-Кресчент, Лонсестон, с запасом руд около 101 600 т.

Известны также месторождения в Катаракт-Гордже (Лонсестон), Кормистоне (около 8 км к северо-западу от Лонсестона), Хиллвуде, Дилстоне, северо-западнее Кэмпбелтауна, в Уэстбери и Розвейле. Все это мелкие месторождения, эродированные настолько, что во многих случаях сохранился лишь горизонт долеритовых бокситов.

Бокситы, развитые на базальтах

В ряде мест бокситы развивались по базальтам и туфам; самые большие запасы бокситов этого типа установлены в районе Миалла, более мелкие залежи — в районах Кэмпбелтаун и Уайт-Хиллс.

Миалла. Бокситы Миалла покрывают некоторые холмы, сложенные базальтами. Оуэн [5] установил три типа бокситов:

1) серо-голубой материал, внешне похожий на выветрелый базальт (пустоты выполнены гиббситом);

2) нодулярные бокситы, в которых конкреции гиббсита включены в глинистый матрикс;

3) бурые бокситы, в которых угловатые или почти угловатые конкреции мелкозернистого гиббситового материала включены в более мягкий и более светлый матрикс.

Запасы на самом крупном месторождении Миалла составляют 183 000 т с содержанием 29,9—46,7% Al_2O_3 и 8,0—1,4% SiO_2. На двух других месторождениях запасы в сумме составляют 254 000 т бокситов.

Кэмпбелтаун. Бокситы залегают на нескольких участках, но в результате опробования было установлено, что средние содержания в них ниже представляющих промышленный интерес. На горном отводе Риккартон, к северо-востоку от города, залежи перекрыты твердой железной шляпой с единственным слоем бокситов внизу. На Розвейле и Мидоубэнке, северо-западнее города, гиббситовые конкреции вкраплены в красные и зеленые глины. Несколько анализов показало содержание TiO_2 более 5%.

Другие месторождения. В Фордоне в 21 км к северо-востоку от Кэмпбелтауна выделена площадь развития железистого материала с содержанием глинозема слишком низким, чтобы представлять какой-либо промышленный интерес. В окрестностях Уайт-Хиллса на вершине небольшого холма, сложенного базальтами, залегают бокситы чуть лучшего качества.

Список литературы

1. *Dickinson D. R.*, Bauxite in Tasmania, Rep. Dep. Mines Tasm., 1943.
2. *Edwards A. B.*, The petrology of the bauxites of Tasmania in *Owen H. B.*, Bauxite in Australia, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Austr., 24, 1947.
3. *Keid H. G. W.*, Bauxite in the Swansea district, Rep. Dep. Mines Tasm., 1949, 7—13, 1949.
4. *Owen H. B.*, The bauxite resources of Tasmania, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1950/9, 1950.
5. *Owen H. B.*, Bauxite in Australia, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 24, 1954.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ НИКЕЛЯ

Никеленосная сульфидная провинция блока Йилгарн

К. Найт

Общие сведения

Первое открытие значительной сульфидной никелевой минерализации в Австралии было сделано компанией Western Mining Corporation Ltd. в январе 1966 г. среди архейских зеленокаменных пород в районе, называемом ныне Камбалда, расположенном к югу от Калгурли. Бурением были подсечены богатые руды.

Это открытие сильно повлияло на состояние поисково-разведочных работ в Австралии: а) значительно интенсифицировали свои усилия крупные австралийские и зарубежные компании, уже проводившие такие работы в Австралии; б) были привлечены многие другие ведущие компании мира; в) существенно возросла активность разведчиков и мелких местных компаний.

Благодаря возросшим усилиям Геологической службы Западной Австралии в деле регионального геологического картирования и громадному объему среднемасштабных и детальных геолого-съемочных работ, выполненных компаниями, в настоящее время мы располагаем обширными знаниями о стратиграфии и структуре архея Западно-Австралийского щита — площади, считавшейся ранее недостаточно обнаженной для детального изучения ее геологического строения.

Никелевая минерализация ассоциируется с архейскими массивами ультрабазитов, достигающих в некоторых случаях длины десятков километров. Ультрабазиты хорошо идентифицируются на аэромагнитных картах, составленных Бюро минеральных ресурсов, вследствие чего первая задача поисково-разведочных работ — выявление расположения массивов ультрабазитов — была разрешена относительно легко. Исследование самих ультрабазитовых и примыкающих к ним образований с целью обнаружения руд оказалось значительно более трудной и утомительной работой. В общих чертах это исследование включало определение геологических границ путем детального картирования с помощью геофизических методов (главным образом магнитометрии) и небольшого количества буровых скважин; это исследование сопровождалось изучением железных шляп и (или) геохимическими поисками на перспективных участках. Задача осложнялась широким проявлением латеритизации.

Описание наиболее значительных никелевых месторождений, из числа указанных на рис. 1, следует в порядке с юга на север.

C. L. Knight, Editor.

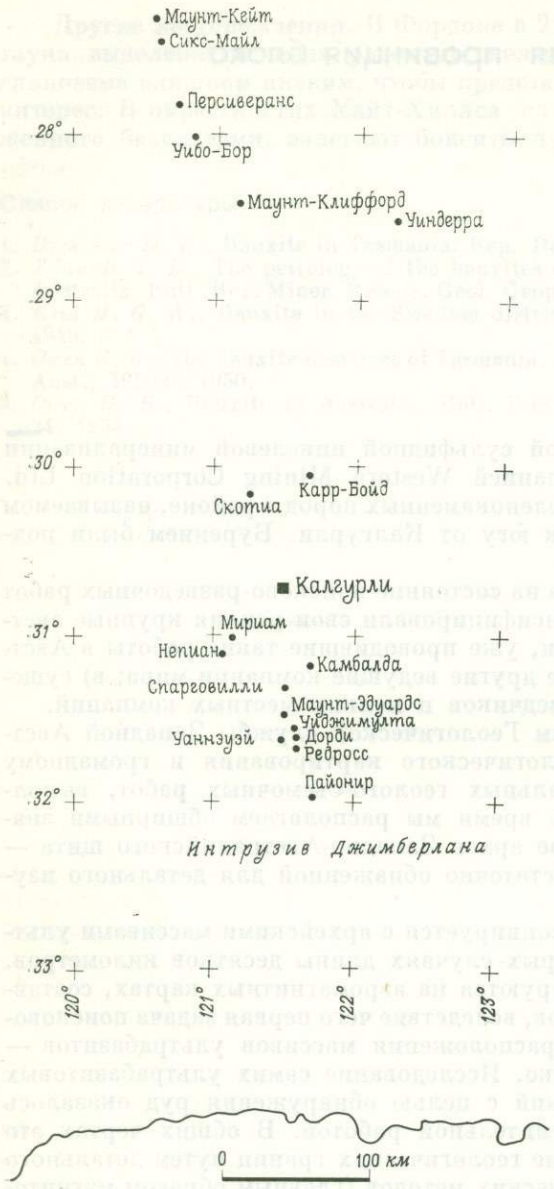


Рис. 1. Местоположение никелевых сульфидных месторождений в блоке Йилгарн.

Камбалда

Дж. Росс, Г. Хопкинс

Общие сведения

Интенсивная разведка архейских ультраосновных толщ, ограничивающих купол Камбалда, привела к открытию по крайней мере 11 отчетливых участков значительной никелевой сульфидной минерализации после первоначаль-

J. R. Ross, Chief Geologist, Kambalda Nickel Operations, Western Mining Corporation Ltd.; *G. M. F. Hopkins*, Executive Assistant to Managing Director, Western Mining Corporation Ltd.

ного подсечения рудного штока Ланнон в январе 1966 г. Добыча руды проводится на пяти из этих участков. Без учета добытых с начала отработки к марту 1967 г. 4,05 млн. т руды с содержанием никеля 3,5% разведанные запасы сульфидных руд на 30 июня 1973 г. составили 19,85 млн. т при содержании никеля 3,3%. Средние отношения Ni : Cu и Ni : Co составляют 13 : 1 и 54 : 1 соответственно.

Геологическое строение этих месторождений было описано ранее Вудаллом и Трэвисом [33]. Их статья содержит интереснейшие сведения о первоначальном открытии и основополагающих геологических соотношениях сульфидных залежей и вмещающих пород. Она также содержит предварительные данные по изменению химического и минерального состава сульфидов в зоне гипергенеза. Их статья представляет собой источник ключевых данных, необходимых при изучении зоны выветривания сульфидных никелевых месторождений.

Настоящая работа фиксирует новые данные в наших знаниях, полученные после 1969 г. Более глубокое понимание геологического строения Камбалды явилось результатом трех взаимосвязанных факторов: 1) данных бурения вне рудных зон; 2) возросшего числа подземных обнажений; 3) активизации исследований Камбалды.

Для каждого из них подразумевается важное значение качества рядовой стандартной документации, проводимой различными геологами.

Складчатые и разрывные нарушения

Широкая форма купола Камбалда (рис. 1), по-видимому, является единственным выражением главной складчатости. Осложнения очертаний купола и расположения маркирующих горизонтов обусловлены в большей степени

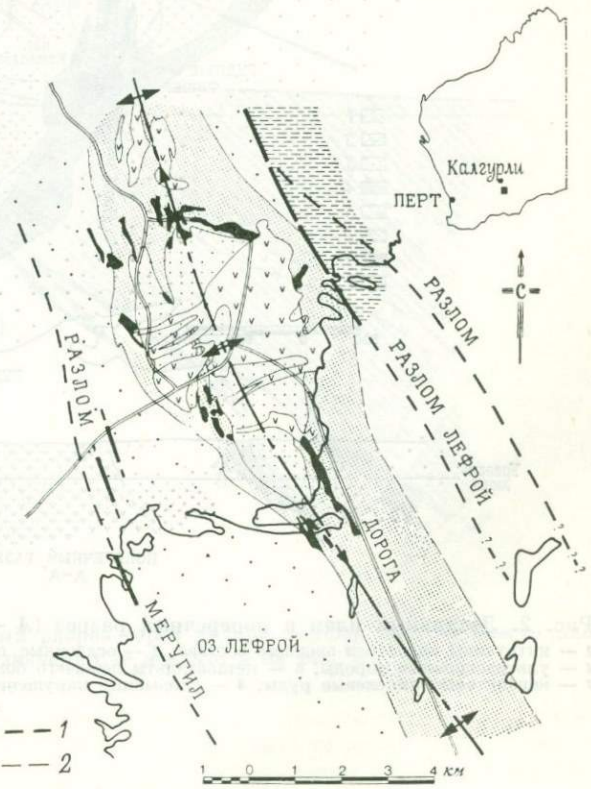


Рис. 1. Обзорная карта района Камбалды.

1 — по данным гравиметрии; *2* — по данным магнитометрии. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

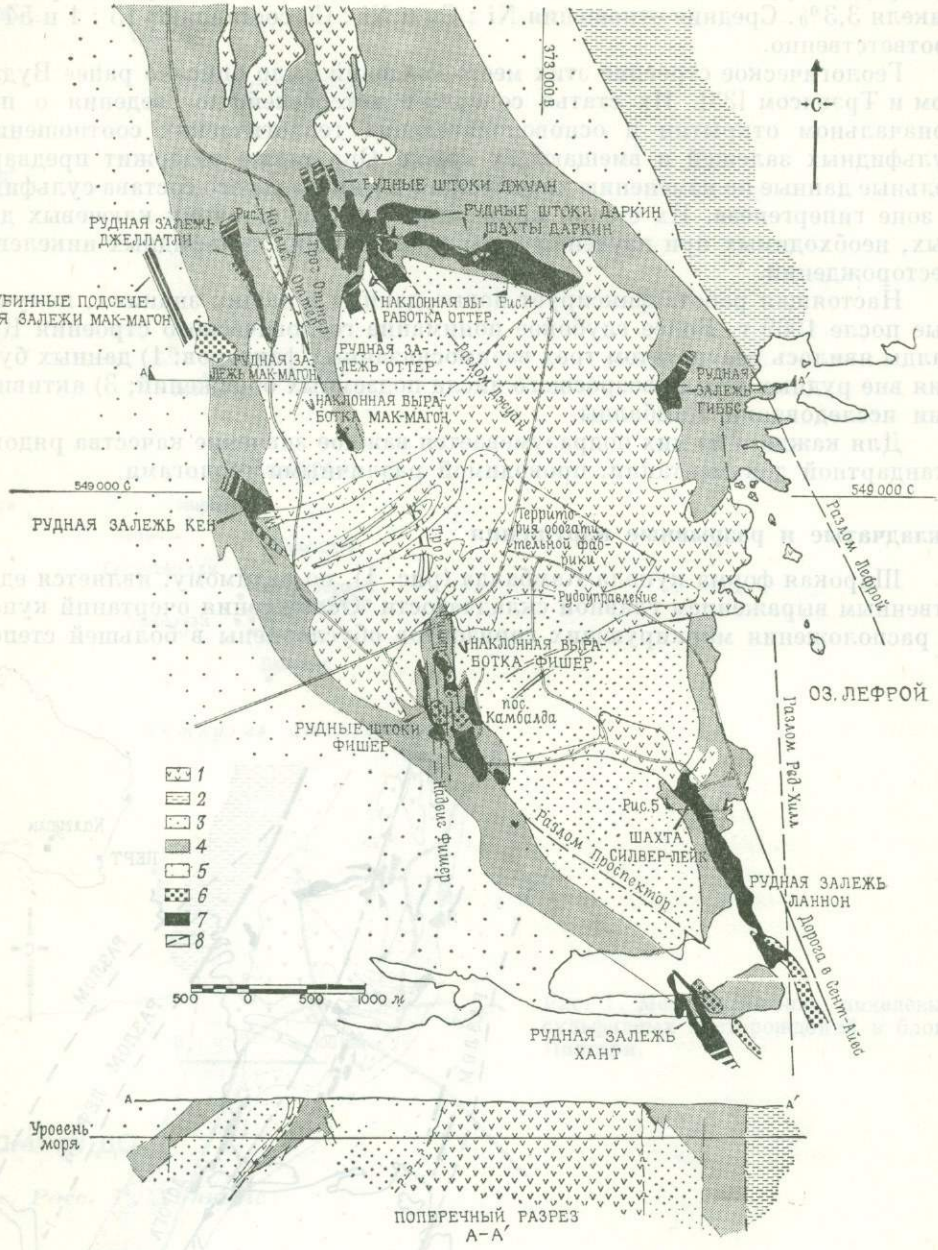


Рис. 2. Детальный план и поперечный разрез (A — A') купола **Камбалда.**

1 — интрузивы кислого и среднего состава; *2* — осадочные породы; *3* — метабазальты висячего бока; *4* — ультраосновные породы; *5* — метабазальты лежачего бока; *6* — сульфидные руды висячего бока; *7* — контактовые никелевые руды; *8* — разрывные нарушения.

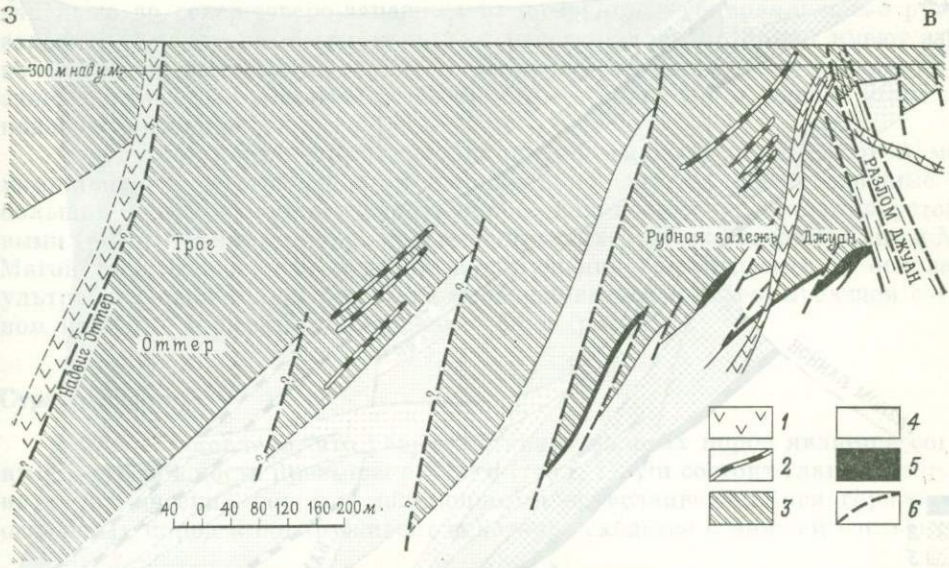


Рис. 3. Широтный поперечный разрез, иллюстрирующий принципиальные структурные особенности северной и восточной частей трога Оттер (местоположение см. на рис. 2).
1 — интрузивы кислого и среднего состава; *2* — сланцы и кремни; *3* — ультраосновные породы; *4* — метабазальты лежачего бока; *5* — никелевые сульфидные руды; *6* — разрывные нарушения.

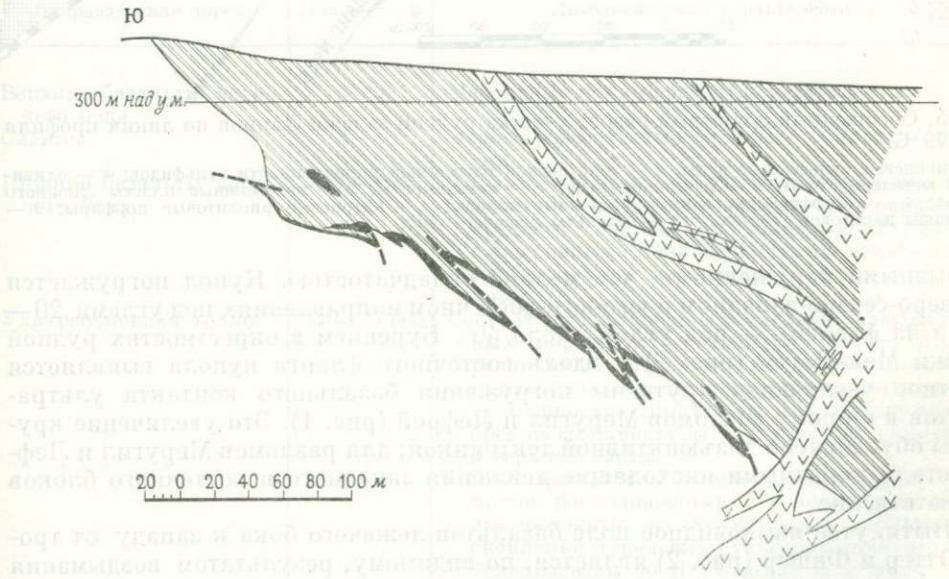


Рис. 4. Меридиональный поперечный разрез через рудную залежь Даркин (местоположение см. на рис. 2; условные обозначения те же, что и на рис. 3).

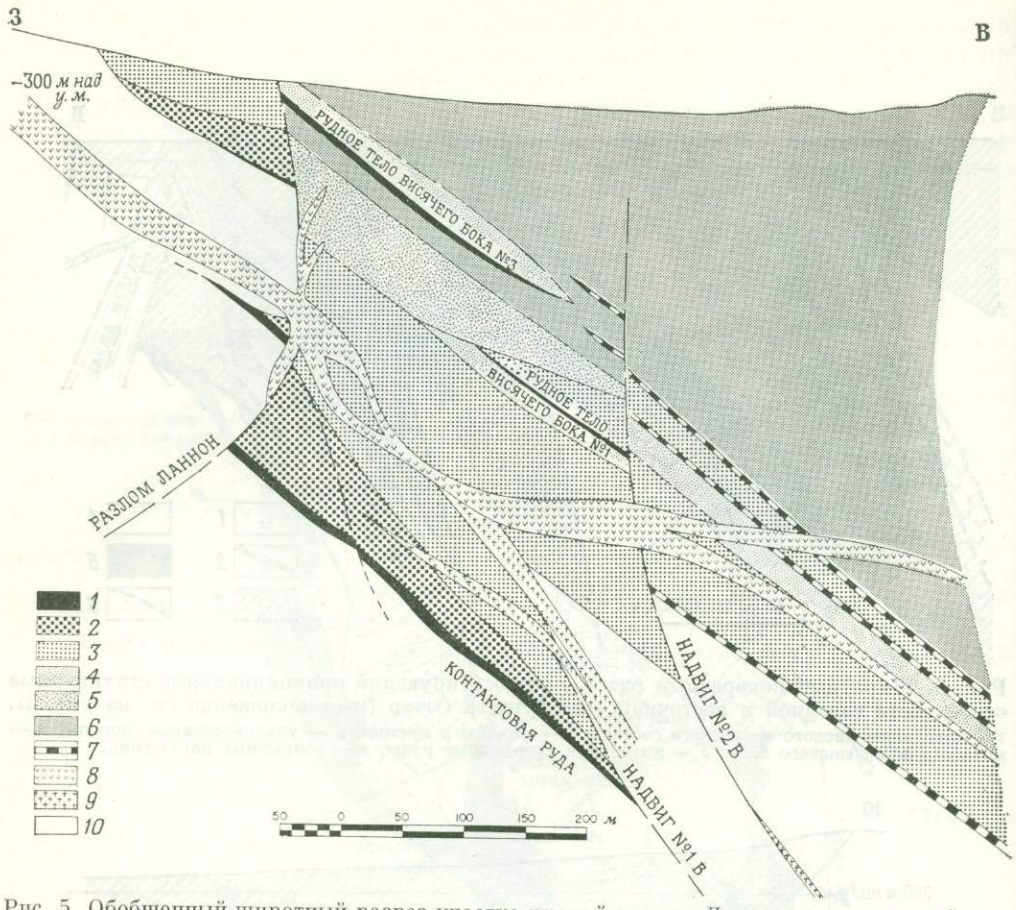


Рис. 5. Обобщенный широтный разрез участка рудной залежи Ланнон по линии профиля 546 279 С.

1 — никелевые сульфидные руды; *2* — зона бедной рассеянной вкрапленности сульфидов; *3* — оливиновые метаперидотиты; *4* — метаперидотиты; *5* — метапикриты; *6* — маломощные пласты сложного состава; *7* — недифференцированные осадочные породы; *8* — натриевые риолитовые порфиры; *9* — интрузивы дацитового состава: *10* — базальты лежачего бока.

разрывными нарушениями, чем мелкой складчатостью. Купол погружается в северо-северо-западном и юго-юго-восточном направлениях под углами 20—25°, а на флангах — под углом около 40°. Бурением в окрестностях рудной залежи Мак-Магон (рис. 2) и вдоль восточного фланга купола выявляется заметное увеличение крутизны погружения базального контакта ультрабазитов в сторону разломов Меругил и Лефрой (рис. 1). Это увеличение крутизны обусловлено дизъюнктивной тектоникой; для разломов Меругил и Лефрой стали понятными нисходящие движения западного и восточного блоков соответственно.

Вытянутое языковидное поле базальтов лежачего бока к западу от трогов Оттер и Фишер (рис. 2) является, по-видимому, результатом воздымания этого края купола вдоль надвигов северо-северо-западного направления, имеющих более крутые падения по сравнению с породами западного фланга. Существующая конфигурация позволяет считать, что главным компонентом перемещения было скольжение по падению (до 1500 м) с небольшим северным перемещением (сдвиговый компонент) западного блока. Чешуйчатый характер базального контакта ультрабазитов к востоку от трога Оттер (рис. 3) также наводит на мысль об отчетливых надвигах.

Дислоцированность базального контакта ультрабазитов является характерной особенностью всех участков, обнаруживающих минерализацию на этом контакте. Надвиги и ограничивающие блоки разломы имеют северо-западные до север-северо-западных простирания, субпараллельные рудным залежам. Аналогичные структуры на участке залежи Даркин имеют западю-юго-западное направление (рис. 4). Хотя перемещение вдоль разломов, связанных с рудными участками, обычно бывает менее 100 м, однако были установлены смещения до 275 м.

Отдельные контактовые дислокации, по-видимому, затухают в менее компетентных ультраосновных породах, но другие, расположенные под большим углом к напластованию пород, как полагают, являются устойчивыми (рис. 5). Данные бурения в окрестностях рудных залежей Хант и Мак-Магон показывают, что некоторые нарушения, наблюдаемые в основании ультрабазитовой толщи, могут не прослеживаться в перекрывающем согласном контакте с базальтами висячего бока (рис. 2).

Стратиграфия

Было установлено, что разрез метаизверженных пород является согласным, а его мощность превышает 3000 м (табл. 1). Он состоит главным образом из вулканических пород с маломощными переслаивающимися горизонтами осадочных пород и обнаруживает некоторое сходство с нижней частью стра-

Таблица 1

Стратиграфический разрез в Камбалде

Подразделение пород	Мощность, м	Литологическая характеристика
Верхние базальты висячего бока	> 200	Массивные тонкозернистые метатолеиты
Сланцы	1—10	Черные графитистые сланцы с обильным пиритом
Нижние базальты висячего бока	80—100	Характеризуются присутствием глазковых образований; частое чередование разновидностей среднего состава вариолитовой структуры с массивными тонкозернистыми метабазальтами; включают интервалы, обогащенные магнием
Ультраосновная толща	240—> 600	Состоит из обогащенных магнием ультраосновных пород, встречающихся обычно в виде различимых литологических единиц (пластов); индивидуальные пласты редко превышают 30 м по мощности, многие из них обнаруживают брекчиевые текстуры и структуры спинифекс в верхней части Линзы контактовых никельсодержащих сульфидов, расположенные в основании толщи и приуроченные к структурным нарушениям; скопления никелевых сульфидов висячего бока локализованы до 100 м выше основания Согласные горизонты осадочных пород, находящиеся внутри или в основании толщи
Базальты лежачего бока	> 2000	Толща преобладающих массивных метатолеитов, включающих горизонты подушечных лав и лавовых брекчий верхних частей потоков, а также более грубозернистые интервалы мощностью до 50 м

тиграфического разреза Калгурли [33]. Все члены стратиграфического разреза прорываются интрузивами кислого и основного состава.

Базальты лежачего бока. Эта формация опробована до глубины почти 1700 м. В ней доминируют тонкозернистые массивные метабазальты, не обнаруживающие заметных вариаций состава. Обычны горизонты подушечных лав и лавовых брекчий, но их мощность редко превышает 15 м, и они быстро выклиниваются по простиранию. Миндалекаменные разновидности редки. Более крупнозернистые горизонты достигают мощности 50 м. Они обнаруживают постепенные переходы и изменяются до грубозернистых.

Базальты имеют много общего с описанными Халлбергом [10] архейскими метабазальтами из района между Калгурли и Норсменом. Отмечаются две отличительные черты метабазальтов Камбалды: преобладание массивных разновидностей и малочисленность миндалекаменных. Данные анализов представлены в табл. 2. Состав базальтов лежачего бока (анализы 1 и 2) очень близок

Таблица 2

Состав базальтов лежачего бока и других толеитовых базальтов

	1	2	3	4	5
SiO_2 (%)	49,21	50,03	51,3	49,6	51,57
TiO_2	0,87	0,89	0,96	1,4	0,80
Al_2O_3	15,08	15,15	14,8	16,0	15,91
Fe_2O_3	1,86	2,98		2,0	2,74
FeO	8,80	8,47	10,5	9,7	7,04
MnO	0,17	0,16		0,2	0,17
MgO	8,92	6,72	6,7	7,8	6,73
CaO	10,43	10,27	10,8	11,3	11,74
Na_2O	1,15	3,54	2,7	2,8	2,41
K_2O	0,69	0,08	0,18	0,2	0,44
P_2O_5	0,08	0,09	0,12	0,1	0,11
S	0,80	—			
CO_2	0,49	—			
H_2O^+	1,43	} 1,61			
H_2O^-	0,37				0,45
S=O	0,40				
Сумма	100,01	99,99		101,1	100,11
Cr (млн$^{-1}$)		262	367	297	50
Cu		70	107	77	
Ni		199	170	97	30
Rb			9	1	5
Sr			105	130	200
V			320	292	270
Zr			61	95	70

1. Средний состав двух образцов метабазальтов лежачего бока рудной залежи Ланнон; в каждом присутствует биотит. (Аналитик лаборатория компании Western Mining Corporation, Перт, Западная Австралия.)
2. Средний состав двух образцов матабазальтов лежачего бока из Камбалды (Аналитик Дж. А. Халлберг [10].)
3. Средний состав 337 метабазальтов из Восточного Голдфилдса [11]; общее железо дано как FeO.
4. Главные элементы соответствуют средним абиссальным толеитовым базальтам Индийского и Тихого океанов [3]; элементы-примеси соответствуют среднему содержанию 10 образцов океанических толеитов [5].
5. Средний базальт толеитовой серии островной дуги [15].

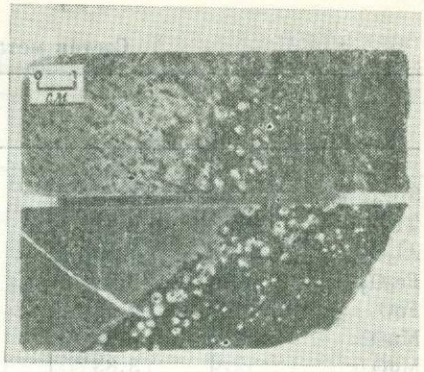


Рис. 6. Образцы 1019/1308 и 1324 из нижних базальтов висячего бока, показывающие контакт между обогащенными полевым шпатом метабазальтами вариолитовой структуры (светло-серые) и более основными метабазальтами.
В последних видны глазки основных метабазальтов.

к среднему составу других метабазальтов в Восточном Голдфилдсе (анализ 3). Халлберг и Уильямс [11] полагают, что последние по своим специфическим содержаниям хрома, никеля, стронция и K_2O соответствуют примитивным океаническим толеитам.

Ультраосновная толща. Известная мощность этой формации изменяется от 240 м до более чем 600 м. Она состоит из чередования богатых магнием ультраосновных пластов и включает концентрации никелевых сульфидов и согласные горизонты осадочных пород. Эти породы детально описаны в следующей главе.

Базальты висячего бока. Две формации метабазальтов перекрывают ультраосновную толщу (табл. 1). Они разделены пачкой черных графитистых пиритсодержащих сланцев мощностью 1—10 м.

Нижние метабазальты. Эта формация обычно имеет мощность 80—100 м и обнаруживает резкий нижний контакт с ультраосновной толщей. Она характеризуется частым чередованием разновидностей среднего состава вариолитовой структуры мощностью обычно менее 1 м с массивными метабазальтами. На поверхностях раздела этих двух типов пород обычно наблюдаются глазки ранее образованной породы в образованной позднее (рис. 6). Анализы двух типов метабазальтов (табл. 3) показывают их различие по содержанию SiO_2, MgO, K_2O, Na_2O и FeO подобно результатам, полученным Фергусоном и Карри [7] для метабазальтов нижней ультраосновной пачки группы Онвервахт горного района Барбертон в ЮАР.

Верхние метабазальты. Эта формация, по-видимому, целиком состоит из массивных метатолеитов. Анализы показывают состав (табл. 3), идентичный среднему составу 337 образцов метабазальтов из Восточного Голдфилдса [11], приведенному в табл. 2.

Интрузивные породы. Различаются четыре категории интрузивных пород. В каждом случае их формирование происходило, по-видимому, после региональной складчатости и метаморфизма, а также слабых структурных дислокаций.

Кислые интрузивы. Натриевые граниты. Значительная доля площади распространения интрузивов (рис. 2) занята натриевыми гранитами. Этот тип пород ограничивает рудную залежь Даркин на востоке и залежь Ланнон на севере. Анализ представлен в табл. 4. Изохроны минералов свинца и цинка, полученные д-ром В. Оверсби (письменное сообщение), дают возраст 2850 ± 90 млн. лет; это существенно древнее, чем рубидиево-стронциевые определения возраста породы, предложенные Туреком и Компстоном [28] для гранитов региона Калгурли и составляющие 2600—2690 млн. лет.

Таблица 3

Состав метабазальтов висячего бока

	1	2	3	4	5
SiO_2 (%)	58,28	49,56	57,44	48,95	51,82
TiO_2	0,71	0,68	0,70	0,79	0,61
Al_2O_3	15,69	14,99	10,21	6,28	12,61
Fe_2O_3	0,66	0,84	0,72	2,23	1,56
FeO	4,95	7,64	4,74	12,22	8,57
MnO	0,16	0,12	0,15	0,23	0,18
MgO	3,83	10,15	7,02	12,16	9,61
CaO	6,53	8,36	10,60	11,80	9,86
Na_2O	3,41	1,54	5,05	0,97	1,71
K_2O	0,67	0,05	0,26	0,22	0,27
P_2O_5	0,07	0,09			0,07
S	0,27	0,03			0,13
H_2O^+	2,10	3,80	1,22	3,03	2,61
H_2O^-	0,08	0,13	0,28	0,16	0,12
CO_2	2,58	2,17	1,25	0,07	0,19
O=S	0,13	0,01			0,07
Сумма	99,86	100,19	99,64	100,11	100,08
Cr (млн$^{-1}$)	197	239			195
Cu	99	54			98
Rb	20	2			7
Sr	205	251			131
Zr	62	68			67

1. Средний состав двух образцов метабазальтов вариолитовой структуры. (Аналитики Б. У. Чаппл и компания Western Mining Corporation; элементы-примеси анализировались Чапплом только для одного образца.)
2. Средний состав двух образцов массивных метабазальтов из нижней пачки базальтов висячего бока. (Аналитики те же, что и для анализа 1.)
3. Вкрапленники в коматитах Бадплаас с глазковой структурой [7].
4. Основная масса, окружающая вкрапленники в коматитах Бадплаас с глазковой структурой [7].
5. Средний состав двух образцов массивных метатолеитов из верхней пачки базальтов висячего бока. (Аналитик Б. У. Чаппл.)

Натриевые риолитовые порфиры. Эти породы, «фельзитовые интрузивы» по Вудаллу и Трэвису [33], О'Бейрни [24] назвал «порфировыми натриевыми риолитами». Их минеральный состав соответствует трондьемитам [32], а химический состав очень близок к натриевым гранитам (табл. 4). Они обнаруживают зоны закалки в контактах с интрузивами гранитов и дацитов. Типичное распространение показано на рис. 5.

Средние и основные интрузивы. Дациты. Интрузивные дайки и силлы среднего состава являются обычными, но менее распространенными и обладающими меньшей мощностью по сравнению с ассоциирующими натриевыми риолитовыми порфирами. Там, где удалось выявить расположение и структуру, эти образования, по-видимому, приурочены к отдельным плоскостям разрывных нарушений (рис. 5). Аналитические данные обогащенных биотитовых интрузивов Камбалды приведены в табл. 4. Поскольку эти породы могли быть подвержены калиевому метасоматозу, указаны также данные по близким, но относительно неизмененным дацитовым интрузивам из различных пунктов

Таблица 4

Состав интрузивов Камбалды

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	72,53	72,03	69,30	60,86	63,58	63,91
TiO_2	0,27	0,31	0,23	0,66	0,64	0,65
Al_2O_3	15,70	15,71	16,81	15,22	16,67	16,09
Fe_2O_3	0,26	0,64	0,28	1,29	2,24	1,34
FeO	1,04	0,86	1,26	3,22	3,00	2,21
MnO	0,00	н/о	—	0,07	0,17	0,06
MgO	1,54	0,62	1,08	4,44	2,12	3,68
CaO	0,48	1,13	3,34	2,98	5,53	4,61
Na_2O	5,43	5,56	6,00	5,44	3,98	5,64
K_2O	2,19	2,28	1,39	2,13	1,40	1,30
P_2O_5	н/о	н/о	0,03	н/о	0,11	н/о
H_2O^+	0,44	0,37	0,50	0,88	0,56	0,29
H_2O^-	0,14	0,09	—	0,11	—	0,17
CO_2	н/о	0,05	0,15	2,32	—	0,06
Сумма	100,02	99,65	100,47	99,62	100,00	100,01

1. Натриевые граниты; образец 59 119 из Камбалды [24].
2. Средний состав 7 натриевых риолитовых порфиров из Камбалды [24].
3. Трондьемиты; анализ зафиксирован Тернером и Ферхугеном [29].
4. Средний состав 4 дацитовых интрузивов из Камбалды [24].
5. Состав среднего дацита [23].
6. Средний состав 6 интрузивов дацитовых порфиритов из Маунт-Ши и Калгурли [24].

региона. Временны́е взаимоотношения дацитов Камбалды с натриевыми гранитами неизвестны.

Долеритовые дайки. Одной буровой скважиной были подсечены тонкие неизмененные долеритовые дайки, вскрытые также горными выработками в рудной залежи Даркин. Они обнаруживают резкие, закаленные контакты с вмещающими метабазальтами лежачего бока.

К. Роддик (письменное сообщение) определил по породе в целом и отдельным минералам рубидиево-стронциевую изохрону, соответствующую возрасту 2065 ± 55 млн. лет.

Изменение боковых пород. На контакте с ультраосновными породами интрузивы натриевых гранитов, натриевых риолитовых порфиров и дацитов окружены чехлами интенсивного изменения мощностью до 0,5 м. Эти чехлы содержат обильный биотит и могут включать зоны, богатые хлоритом. С интрузивами двух последних пород обычно связаны перекристаллизация амфиболов вмещающих пород и замещение хлорита биотитом; эти изменения могут выходить за пределы чехлов на расстояния нескольких метров. На участке рудной залежи Ланнон отдельные массивные чехлы изменений соприкасаются с рассланцованными ультраосновными вмещающими породами. В этих случаях перекристаллизованный амфибол и заместивший хлорит биотит во вмещающих ультраосновных породах *накладываются* на плоскости сланцеватости.

Интрузивы натриевых риолитовых порфиров и дацитов включают минеральные ассоциации, согласующиеся как с региональным метаморфизмом низкой ступени, так и со слабым гидротермальным изменением [24, 26]. Полевые соотношения, приведенные выше, указывают на то, что чехлы изменений формировались после регионального метаморфизма.

Ультраосновная толща

Сульфидная никелевая минерализация. Около 80% запасов металлического никеля находится в основании ультраосновной толщи на контакте с подстилающими базальтами лежачего бока, образуя так называемую *контактовую минерализацию*. Остальные запасы металла в виде сульфидных концентраций заключены внутри ультраосновной толщи и именуются *минерализацией висячего бока*. Концентрации сульфидов висячего бока обычно не выходят за пределы 100 м от нижнего контакта и располагаются ближе к контактовой минерализации (рис. 2 и 5). По зонам рассланцевания и в краевых частях интрузивов происходило локальное перемещение сульфидов, особенно контактовой минерализации. Такая *перемещенная минерализация* может встречаться в метабазальтах и ультрабазитах, а также вдоль тектонических контактов между ними. Она насчитывает менее 10% от всей контактовой руды.

Доминирующими компонентами первичной[1] минерализации являются моноклинный пирротин и пентландит.

Пирит обычно составляет менее 10% всех сульфидов и окислов, халькопирит менее 2%, а шпинелевые фазы, магнетит и хромит редко превышают 10%. Миллерит является важным компонентом в рудном теле Оттер.

Контактовая минерализация. Большей частью контактовые сульфидные концентрации встречаются в виде узких удлиненных тел север-северо-западного направления, отчетливо тяготеющих к грабенообразным депрессиям контакта (рис. 2, 3 и 5). Типичная залежь состоит из пласта массивных сульфидов, перекрытых более мощным и более протяженным пластом рассеянно-вкрапленных сульфидов. Суммарная мощность обычно менее 3 м, но достигает 8 м в рудной залежи Джуан. В первичных сульфидных ассоциациях отношения пирротина к пентландиту варьируют от 2,3 : 1 (залежь Ланнон) до 0,8 : 1 (залежь Даркин), а суммарные концентрации никеля в массивных рудах составляют примерно от 8,5 до 20%.

Контактовая минерализация редко соприкасается с осадочными породами, залегающими в контакте на флангах большинства рудных тел.

Массивные сульфиды. Пласт массивных сульфидов обычно содержит свыше 90% сульфидов и окислов и в большинстве разрезов обнаруживает резкий контакт как с перекрывающим пластом рассеянно-вкрапленной минерализации, так и с подстилающими базальтами лежачего бока (рис. 7). В большинстве обнажений базального контакта наблюдается локальное проникновение прожилков сульфидов в метабазальты подобно тому, как это описано Вудаллом и Трэвисом [33]. На контакте пласта массивных сульфидов с базальтами лежачего бока или непосредственно под ним наблюдается заметная концентрация шпинелевых фаз (хромита и магнетита).

В деформированных участках контакта часто наблюдается утонение и нарушение сплошности пласта массивных сульфидов. В этих случаях базальный контакт может быть диффузным с появлением до 20% сульфидов в прилегающих хлоритизированных базальтах лежачего бока.

Вудалл и Трэвис [33] выявили отчетливую полосчатость в массивных сульфидах рудного тела Ланнон. Появление этой полосчатости обусловлено наличием обогащенных пентландитом слойков (редко более 5 мм мощности) в существенно пирротиновом матриксе. Хотя полосчатость наилучшим образом развита в рудном теле Ланнон, она в различной степени присутствует в пласте массивных сульфидов всех рудных тел Камбалды. Предварительные наблюдения указывают на положительную корреляцию степени полосчато-

[1] К первичным ассоциациям относятся те, которые не подверглись изменениям процессами выветривания и внедрения интрузивов. Они могут отличаться от ассоциаций, образованных начальной кристаллизацией.

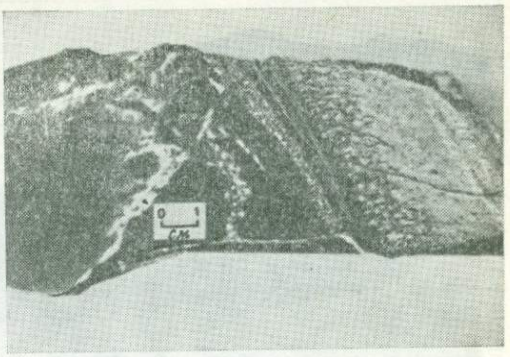


Рис. 7. Образец Z2876, показывающий резкий контакт между массивными контактовыми сульфидами (светло-серые) и подстилающими метабазальтами лежачего бока
В метабазальтах видны прожилки сульфидов.

сти с отношением пирротина к пентландиту. Полосчатость большей частью параллельна верхнему и нижнему контактам пласта массивных сульфидов, но она также может быть параллельной боковым стенкам апофиз массивных сульфидов, проникающих в лежачий бок, плоскостям крупных разломов и краевым частям пострудных интрузивов. Петрофизическое изучение массивных сульфидов рудных тел Ланнон и Даркин [1, 6] показывает предпочтительную ориентацию плоскости 001 пирротина параллельно полосчатости.

Состав пентландита из рудных тел Ланнон и Даркин соответствует формуле $Fe_{4,1}Ni_{4,9}S_{8,0}$ [22] и отвечает разновидности, обычно ассоциирующейся с моноклинным пирротином [13]. Содержания кобальта и никеля в пентландите, пирротине и пирите из рудных тел Ланнон и Даркин показаны в табл. 5.

Таблица 5

Данные по составу сульфидов Камбалды

	Ni, вес.%	Co, вес.%
Пентландит, $Fe_{4,1}Ni_{4,9}S_{8,0}$	36,7—38,3	0,2—1,2
Пирротин, Fe_7S_8.[1]	0,3—0,9	0,04—0,17
Пирит	0,1—2,0	0,5—2,0

[1] Состав пирротина Камбалды, определенный с помощью электронно-зондового микроанализатора [2], характеризуется несколько более высоким содержанием серы по сравнению с Fe_7S_8.

Поскольку оба этих рудных тела охватывают известный диапазон отношений пирротина к пентландиту, вероятно, приведенные данные приложимы к большинству пирротин-пентландитовых ассоциаций в Камбалде.

П и р и т о в а я з о н а. Пиритовая зона — заметная особенность пласта массивных сульфидов. Концентрации пирита, обычно показывающие мощность менее 0,3 м, варьируют от убогой вкрапленности до почти мономинеральных массивных. Зерна по размерам изменяются от целиком мелких и смеси мелких и крупных до преобладающих крупных. Большое количество пирита встречается в виде субгедральных кристаллов 1—2 см в поперечнике. Тонкозернистый пирит характеризует деформированные участки контакта, особенно там, где несомненно заметное утонение пласта (рис. 8).

Вудалл и Трэвис [33] описали типичный разрез массивных сульфидов залежи Ланнон с пиритовой зоной в верхней части массивного пласта. В дальнейшем в обнажениях было установлено, что концентрации пирита также встречаются в основании или внутри пласта, а некоторые подсечения содержат по нескольку зон. Хотя пиритовые зоны лучше всего развиты в руд-

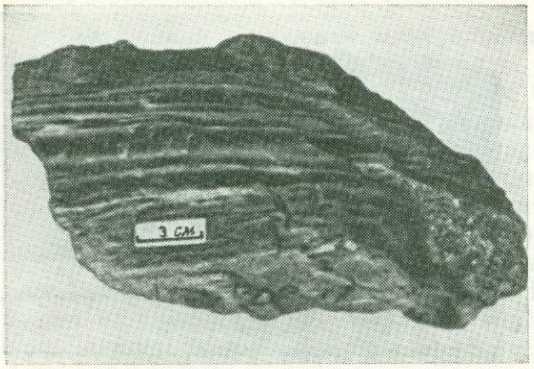


Рис. 8. Образец Z2877 — массивная контактовая руда, содержащая многочисленные полосчатые выделения пирита (светло-серый).
Образец взят из рудной залежи Ланнон.

ном теле Ланнон, они наблюдались и в горных выработках залежей Даркин и Джуан, а также в керне нескольких других залежей Камбалды.

Рассеянно-вкрапленные сульфиды. Рассеянно-вкрапленные сульфиды образуют ярко выраженный пласт, более мощный и более протяженный по сравнению с подстилающим пластом массивных сульфидов. Он обнаруживает резкий контакт с массивными сульфидами и отчетливый контакт с перекрывающими ультраосновными породами. Содержание сульфидов варьирует от 20 до 65% и весьма устойчиво увеличивается по направлению вниз.

Сульфиды могут служить матриксом для силикатных и карбонатных жильных минералов; термин «сульфидный матрикс» предпочитали Ханкок и др. [12] и Эверс и Хадсон [6]. Последние использовали термин для обозначения сплошных сульфидов, содержащих «прерывистые» или «вкрапленные» зерна жильных минералов. Он удачно характеризует нижнюю часть слоя рассеянно-вкрапленных сульфидов, но мы не склонны применять этот термин при описании верхней части, где жильные минералы являются отчетливо доминирующими компонентами. Хотя электропроводность верхней части слоя свидетельствует о сплошности сульфидов [6], она не указывает, что последние полностью окружают жильные минералы. По этой причине мы поддерживаем терминологию Вудалла и Трэвиса [33].

Пласт рассеянно-вкрапленных сульфидов имеет тот же самый набор и минеральный состав сульфидов и окислов, что и пласт массивных сульфидов; однако Эверс и Хадсон [6] подметили более высокие средние содержания пирита и магнетита в пласте рассеянно-вкрапленных сульфидов залежи Ланнон. Эти исследователи зарегистрировали также ориентировку пирротина по отношению к полосчатости пентландита, идентичную установленной в массивных сульфидах.

Обычна заметная концентрация шпинелевых фаз в основании пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов (рис. 9а и 9б). Аналитические данные по большому числу образцов из залежей Ланнон, Джуан и Даркин демонстрируют повышение концентрации хромита в основании пласта в каждом случае (рис. 10).

Рассеянно-вкрапленные сульфиды залежи Ланнон обладают более высокими содержаниями меди, чем сульфиды массивного пласта. Эта разница может не отражать первоначальный химический состав сульфидных пластов, поскольку очевидна экстракция меди из пласта массивных сульфидов и концентрация ее в халькопирите обогащенной прожилковой зоны метабазальтов лежачего бока, а также, возможно, в богатых халькопиритом жилах среди пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов.

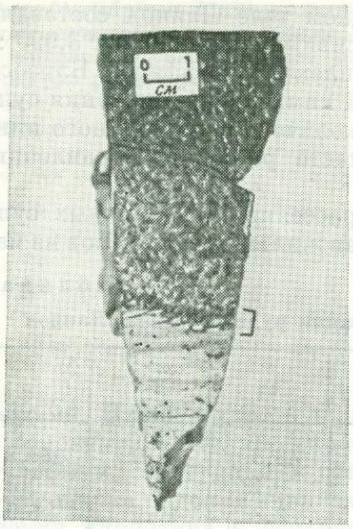


Рис. 9а. Образец Z2882, на котором скобкой выделена концентрация шпинелевых фаз (хромита и магнетита) на поверхности раздела между пластами массивных (нижняя треть) и рассеянно-вкрапленных сульфидов.
Образец взят из рудной залежи Даркин.

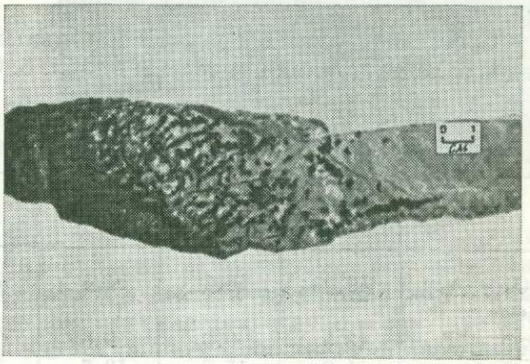


Рис. 9б. Образец Z2886, показывающий заметную концентрацию хромита на поверхности раздела пластов рассеянно-вкрапленного (темно-серый) и массивного сульфидов.
Прожилки хромита в пласте массивных сульфидов развиваются ниже контакта не далее, чем это видно на образце. Образец взят из рудной залежи Джуан.

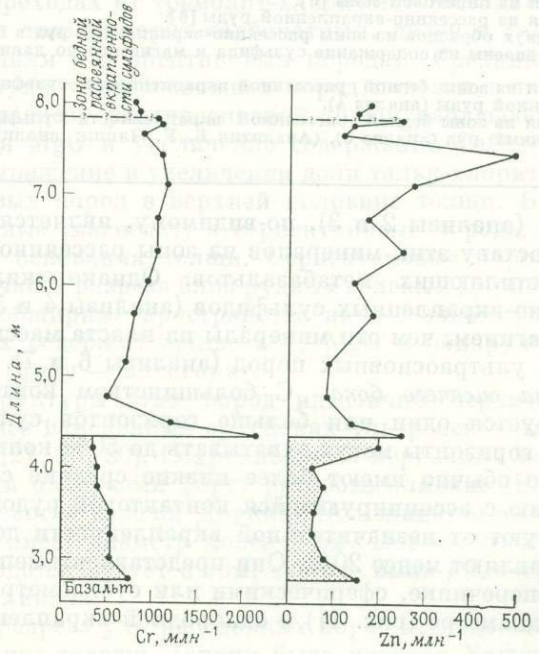


Рис. 10. Профили распределения общих содержаний хрома и цинка в контактовых сульфидах рудной залежи Ланнон.
Пересечение буровой скважиной КА 4-13.

Среднее отношение серы к никелю в рудном теле Ланнон составляет 3,975 : 1 (по 43 пересечениям) для пласта массивных сульфидов и 3,990 : 1 (по 60 пересечениям) для пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов. Близость этих отношений указывает на почти идентичный химизм формирования сульфидов, допускающий образование небольшого количества силикатного никелевого компонента в жильных минералах пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов.

Составы жильных фракций массивных и рассеянно-вкрапленных сульфидов залежи Ланнон приведены в табл. 6. Состав жильных минералов из мас-

Таблица 6

Состав жильной [1] фракции контактовой минерализации рудной залежи Ланнон

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	49,03	46,5	54,4	48,8	48,8	51,9	40,8
TiO_2					0,13		0,3
Al_2O_3	13,5	0,3	0,6	0,4	2,8	10,9	5,9
Fe_2O_3 [2]	11,2	15,0	12,7	3,0	3,0	5,0	15,3
MgO	5,7	15,0	21,7	44,6	42,5	30,5	33,9
CaO	20,3	22,6	9,7	3,0	1,8	1,5	4,1
Na_2O					0,3		0,04
Cr_2O_3	0,05	0,15	0,30	0,07	0,5	0,1	0,28

[1] Состав без летучих, пересчитанный на 100% после вычета сульфидов и магнетита.
[2] Общее железо в виде Fe_2O_3.
1. Метабазальты, подстилающие массивную руду [6].
2. Жильная фракция из полосчатой руды [6].
3. Жильная фракция из пиритовой зоны [6].
4. Жильная фракция из рассеянно-вкрапленной руды [6].
5. Средний состав двух образцов из зоны рассеянно-вкрапленных руд в буровой скважине KD 156 (анализы были исправлены на содержание сульфида и магнетита по данным Эверса и Хадсона [6]).
6. Жильная фракция из зоны бедной рассеянной вкрапленности сульфидов, перекрывающей зону рассеянно-вкрапленной руды (анализ 4).
7. Жильная фракция из зоны бедной рассеянной вкрапленности сульфидов, перекрывающей зону рассеянно-вкрапленных руд (анализ 5). (Аналитик Б. У. Чаппл; анализ исправлен подобно анализу 5.)

сивных сульфидов (анализы 2 и 3), по-видимому, является промежуточным по отношению к составу этих минералов из зоны рассеянной вкрапленности сульфидов и подстилающих метабазальтов. Однако жильные минералы из пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов (анализы 4 и 5) в большей степени обогащены магнием, чем эти минералы из пласта массивных сульфидов и перекрывающих ультраосновных пород (анализы 6 и 7).

Минерализация висячего бока. С большинством контактовых рудных залежей ассоциируется один или больше горизонтов сульфидов висячего бока (рис. 5). Эти горизонты могут охватывать до 50% количества руд всего объема залежи, но обычно имеют более низкие средние содержания сульфидов по сравнению с ассоциирующейся контактовой рудой. Концентрации сульфидов варьируют от незначительной вкрапленности до массивных, но, как правило, составляют менее 20%. Они представлены неправильными пятнами до 2 см в поперечнике, сферическими или субизометричными «включениями» до 1 см в диаметре (рис. 11) и однородной вкрапленностью сульфидных частиц.

Массивные сульфиды обнаруживают признаки контактовых руд, такие, как полосчатость, развитие пиритовых зон, базальную концентрацию шпинелей и резкий контакт с перекрывающими рассеянно-вкрапленными суль-

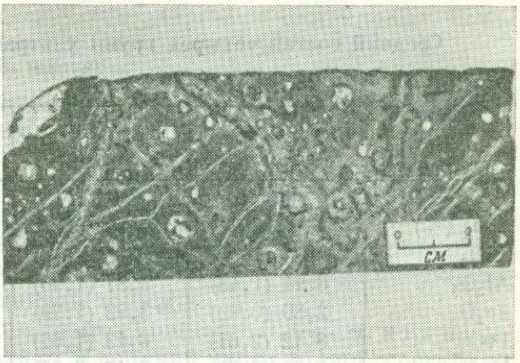


Рис. 11. Образец Z2839, иллюстрирующий «пузырьковые» сульфиды (белые) в миллеритсодержащей руде висячего бока из рудной залежи Оттер.

фидами. В зоне рудного тела Ланнон зафиксирована концентрация хромита в основании рассеянно-вкрапленных сульфидов, перекрывающих массивные сульфиды. Минеральный состав сульфидов аналогичен составу контактовых руд, однако рядовые аналитические данные свидетельствуют о том, что отношения пирротина к пентландиту ниже, чем эти отношения в ассоциирующихся контактовых сульфидах. В зоне залежи Оттер важным компонентом минерализации висячего бока является миллерит.

Ультраосновные породы. Ультраосновные породы в Камбалде обогащены магнием — большинство из них содержит 22—44% MgO [1]. Первичные изверженные породы были подвержены метаморфизму и процессам серпентинизации и тальково-карбонатного изменения. Конечный минеральный состав их различен вследствие чувствительности к небольшим вариациям валового химического состава. Повышение содержания магния находит свое отражение в переходах от тремолит-хлоритовых ассоциаций (наименее богатых магнием) к тальк-хлорит-карбонатным, далее к тальк-карбонат-хлоритовым ассоциациям и серпентиновым породам. Средний химический состав для четырех групп ультраосновных пород показан в табл. 7.

Вверх по разрезу ультраосновной толщи наблюдается общее уменьшение содержания MgO и увеличение содержаний CaO и Al_2O_3. Эти тренды находят свое выражение в увеличении доли тальк-хлорит-карбонатных и тремолит-хлоритовых пород в верхней половине толщи. Более магнезиальные тальк-карбонатные (магнезит) и серпентиновые породы обычно встречаются в направлении основания толщи. Серпентиновые породы заметно выделяются в нижней части разреза близ рудных залежей Даркин, Ланнон и Фишер; они занимают обширные пространства на восточном фланге купола. Большинство из них содержит свыше 38% MgO и обнаруживает единственную серпентиновую фазу — антигорит.

Многие структуры этих пород идентичны первичным магматическим структурам менее измененных архейских ультраосновных пород, описанных рядом авторов [21, 25, 30]. Сохранившиеся первичные минералы ограничены лишь немногими находками форстеритового оливина (Fo_{93-95}) в серпентиновых породах участка залежи Даркин. Большинство этих оливиновых зерен изометрично и имеет диаметр менее 1 мм. Повсеместное изучение структур в Камбалде свидетельствует о том, что это была обычная форма первичного нескелетного оливина.

Две части разреза ультраосновных пород исследовались детально. Часть разреза на фланге залежи Даркин была изучена Хьюджесом [14], который

[1] Все химические компоненты ультраосновных пород пересчитаны на состав, свободный от летучих, так как содержание последних значительно варьирует.

Таблица 7

Средний состав четырех групп ультраосновных пород из участка рудной залежи Ланнон

	1	2	3	4	5
SiO_2 (%)	48,09 (1,30)[1]	47,16 (3,27)	45,44 (1,70)	44,00 (2,76)	45,96
TiO_2	0,32 (0,09)	0,27 (0,10)	0,17 (0,02)	0,14 (0,03)	0,61
Al_2O_3	8,14 (1,48)	5,87 (1,96)	4,06 (0,45)	2,97 (0,89)	10,85
Fe_2O_3	2,30 (0,92)	3,92 (1,79)	3,65 (1,02)	4,09 (1,10)	3,98
FeO	8,12 (2,61)	6,13 (1,67)	5,36 (0,85)	4,60 (0,68)	6,86
MnO	0,20 (0,02)	0,17 (0,06)	0,12 (0,04)	0,15 (0,06)	0,15
MgO	23,44 (0,72)	30,96 (3,33)	36,97 (1,09)	42,70 (0,82)	22,14
CaO	7,99 (0,78)	5,40 (2,46)	2,69 (1,53)	0,74 (0,75)	7,88
Na_2O	0,12 (0,04)	0,05 (0,03)	0,07 (0,03)	0,03 (0,01)	1,06
K_2O	0,06 (0,05)	0,02	0,03 (0,01)	0,01	0,04
P_2O_5	0,05	0,02	0,01	0,01	0,03
Cr_2O_3	0,44 (0,08)	0,35 (0,14)	0,16 (0,04)	0,23 (0,02)	
S	0,11 (0,14)	0,16 (0,13)	0,42 (0,28)	0,15 (0,10)	
Ni (млн$^{-1}$)	1116 (238)	1796 (577)	2578 (1724)	2710 (432)	
V	137 (13)	102 (37)		48 (10)	
Ba	10 (5)	23 (79)		9 (3)	
Cu	56 (41)	31 (18)		12 (9)	
Zn	91 (17)	83 (35)		56 (8)	
Zr	17 (4)	14 (6)		11 (10)	
Cl	129 (69)	150 (168)		75 (37)	
H_2O^+	6,29 (0,87)	5,88 (0,88)	4,54 (2,10)	4,10 (0,73)	4,84
CO_2	0,22 (0,20)	8,02 (3,59)	9,72 (3,11)	17,00 (1,57)	

[1] В скобках показаны стандартные отклонения.

1. Средний состав 14 образцов тремолит-хлоритовых пород из толстых пластов метапикритов. Тальк отсутствует во всех образцах, а содержания MgO варьируют от 22,2 до 24,7%. (Аналитик Б. У. Чаппл.)

2. Средний состав 33 образцов тальк-хлорит-карбонатных (доломит-анкеритовых) пород. Содержания MgO варьируют от 28,0 до 32,0%. (Аналитик Б. У. Чаппл.)

3. Средний состав 12 образцов тальк-карбонат-хлоритовых пород, содержащих 34—38% MgO. Карбонаты включают доломит-анкерит и магнезит. (Анализы проведены в лаборатории компании Western Mining Corporation).

4. Средний состав 10 образцов тальк-магнезит-хлоритовых и 2 образцов антигоритовых пород, содержащих 40—44% MgO. Данные по H_2O и CO_2 только для тальк-карбонатных образцов. (Аналитик Б. У. Чаппл.)

5. Закаленный контакт пикритовой дайки острова Скай; пересчитано на состав, свободный от летучих [31].

пришел к выводу, что толща образовалась в виде дифференцированного в широких пределах, ритмично-расслоенного интрузива. Росс [26] провел более всестороннее изучение участка залежи Ланнон. Поскольку многие особенности, установленные в последнем исследовании, наблюдались повсеместно вокруг купола, это исследование составляет основу следующей главы.

Тремолит-хлоритовые породы называются *метапикритами* из-за существенного количества в них нормативного плагиоклаза и близости содержаний главных химических компонентов (табл. 7, анализы 1 и 5; см. также [25]). Переход от тремолит-хлорит-тальковой к тальк-хлорит-(тремолитовой) ассоциации соответствует приблизительно 28% MgO; породы с более высоким содержанием MgO называются *метаперидотитами*. Породы, содержащие более 34% MgO, называются *оливиновыми метаперидотитами* [26]. Метапикриты

и метаперидотиты доминируют в верхней части разреза, а оливиновые метаперидотиты формируют основной объем его нижней части.

Литология. Детальным каротажем скважин колонкового бурения в течение 1970 г. установлено, что ультраосновная толща рудной залежи Ланнон состоит из многочисленных литологических единиц. Отдельные подразделения различаются с помощью таких критериев, как присутствие закаленных контактов, особенности структуры, заметные изменения состава на границах подразделений, тренд состава и обычное присутствие тонкой полоски ультраосновной брекчии на поверхностях раздела. Хотя дальнейшие пояснения относятся к участку залежи Ланнон, подобные литологические единицы присущи разбуренной площади всей ультраосновной толщи.

Большинство литологических единиц имеет мощность 0,3—7 м, и их называют *тонкими* пластами; они преобладают в верхней части толщи, составляя от половины до двух третей ее объема. Содержание MgO в тонких пластах редко превышает 32%, а их обычный минеральный состав ограничен тремолит-хлоритовой, тальк-хлорит-карбонатной и переходными между ними минеральными ассоциациями. Мощность толстых пластов обычно изменяется от 10 до 30 м. Они формируют нижнюю часть толщи, а отдельные их представители наблюдаются в верхней части. Содержание MgO в толстых пластах может перекрывать почти весь диапазон, отмеченный в толще (23—44% MgO). Характерная особенность всех толстых пластов и большинства тонких пластов — заметная дифференциация, связанная с увеличением вниз содержания MgO.

Для распознавания пластов существенным является присутствие двух разновидностей структур спинифекс. Их описание требует отдельных пояснений по номенклатуре структур. Полевой термин «структура спинифекс» широко используется в Западной Австралии для описания структуры, образовавшейся при параллельном росте тесно расположенных, скелетных удлиненных кристаллов оливина. Пучкообразные домены параллельных удлиненных кристаллов оливина ограничены кососекущими доменами. В последних исследованиях (например, [25]) этот термин распространен на случай неориентированного, беспорядочного расположения скелетных вытянутых кристаллов оливина. Такая неориентированная структура была также отнесена к «расходящемуся спинифексу» [21] и структуре «птичьего следа» [20]. Структуры, выраженные ассоциациями новообразованных минералов в Камбалде, идентичны двум типам спинифекс, описанным выше. Варьирующие смеси тремолита, хлорита и талька выполняют формы, соответствующие скелетным удлиненным оливиновым кристаллам в массе стекла и перистого клинопироксена менее измененных архейских ультраосновных пород. Термин «спинифекс» широко используется рабочими в Австралии, Канаде и Африке, в свою очередь термины «пучкообразный спинифекс» и «беспорядочный спинифекс» употребляются в Камбалде. На рис. 12 (а и б) и 13 изображены эти два типа структур.

Большая часть литологических единиц, зарегистрированных на участке залежи Ланнон, обнаруживает беспорядочные и (или) пучкообразные структуры спинифекс. Участки кристаллов вытянутой пластинчатой формы обычно измеряются сантиметрами, однако в подземных выработках они иногда достигают 1 м. Присутствие этих структур, по-видимому, ограничено метапикритами и отдельными метаперидотитами.

На рис. 14 показан тонкий пласт с участка залежи Ланнон, характеризующийся структурами спинифекс. Верхний интервал (до 15 см длиной) сложен афанитовыми до тонкозернистых метапикритами, обычно слабобрекчированными, с развитием тонких хлоритовых и хлорит-карбонат-тальковых жил, ограничивающих угловатые обломки до 5 см в поперечнике. По направлению вниз увеличиваются размеры зерен, и тонкозернистые метапикриты

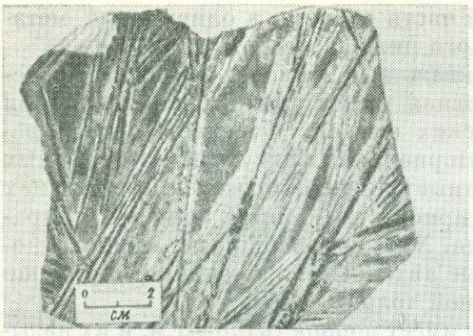


Рис. 12а. Образец Z5251 с проявлением пучкообразной структуры спинифекс в тремолит-хлоритовой породе (метапикрит).
Образец взят с участка рудной залежи Даркин.

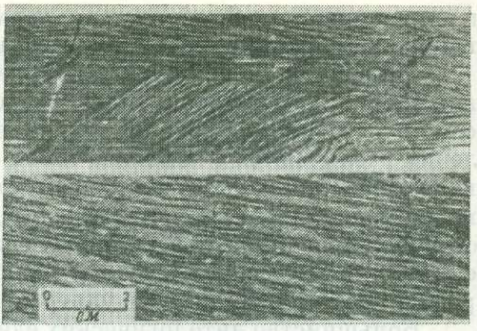


Рис. 12б. Образец 190/411 с проявлением пучкообразной структуры спинифекс в тремолит-хлоритовой породе (метапикрит).
Темные линии вызваны появлением хлорита по краям первичных лейст. Образец взят с участка рудной залежи Ланнон (после травления фтористоводородной кислотой).

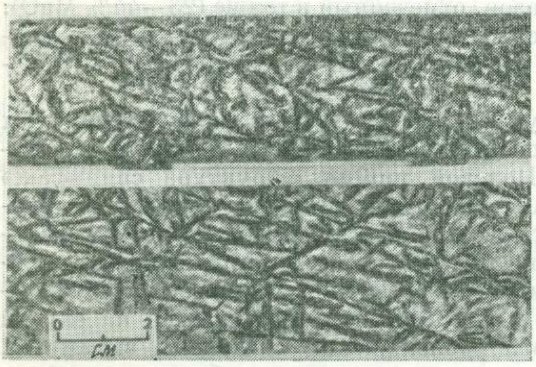


Рис. 13. Образцы 121/197.1 с проявлением беспорядочной структуры спинифекс в метапикрите, выявляемой по скоплениям хлорита, развивающегося подобно указанному на рис. 12.
Образцы взяты с участка рудной залежи Ланнон (после травления фтористоводородной кислотой).

постепенно переходят в структурно-оформленные метапикриты с первым появлением беспорядочной структуры спинифекс. Первоначальные вытянутые кристаллические формы могут быть менее 5 мм в длину, но по направлению вниз их размер увеличивается, достигая 2,5 см через интервал 0,3—5 м. На интервале в несколько сантиметров беспорядочная структура спинифекс сменяется пучкообразной. Последняя наблюдается на интервале в 1—2 м, а индивидуальные вытянутые кристаллические формы увеличиваются в длину по направлению вниз приблизительно от 2,5 до более чем 5 см. Во многих пластах такие структуры исчезают при переходе вниз от метапикритов к метаперидотитам. В основаниях пластов, сложенных нацело метапикритами, наблюдаются зоны закалки.

Пласт, показанный на рис. 14, очень похож на типичный пласт ультраосновной лавы из Мунро-Тауншип в Канаде, описанный Пайком и др. [25]. Указание на «типичный» тонкий пласт в Камбалде вводит в заблуждение из-за наличия многочисленных их разновидностей. Вариации состава могут быть минимальными, и некоторые пласты полностью состоят из метапикритов или метаперидотитов. Развитие указанных структур сильно варьирует; они отсутствуют в одних пластах и широко развиты в других. Встречаются все возможные комбинации пучкообразных и беспорядочных структур спинифекс.

Толстые пласты обнаруживают большинство признаков, присущих тонким пластам. Многие из них имеют в самой верхней своей части зону мета-

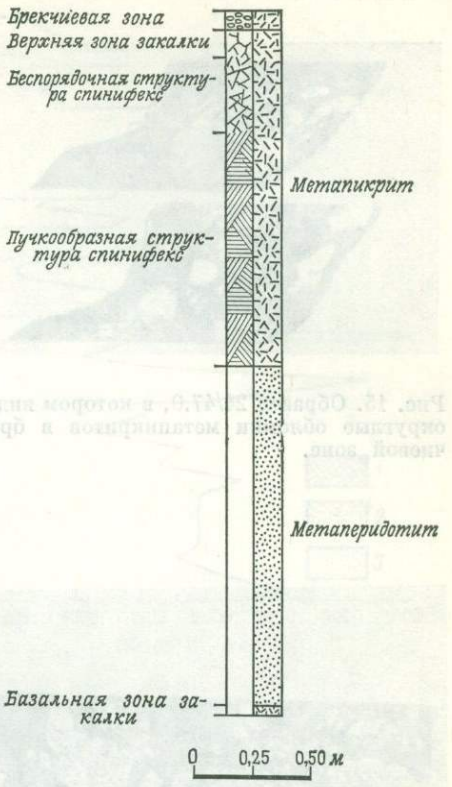


Рис. 14. Диаграмма, иллюстрирующая распределение структур в сечении тонкого пласта на участке рудной залежи Ланнон.

пикритов мощностью до 6 м; все они проявляют отчетливую дифференциацию по направлению вниз к оливиновым метаперидотитам, содержащим более 38% MgO. Присутствие структур спинифекс обычно ограничено верхней частью пластов, не превышающей 6 м; однако отдельные пласты содержат беспорядочные структуры спинифекс в метаперидотитах основания мощностью 1—2 м и характеризуются *уменьшающимися* вниз размерами вытянутых кристаллов. В нижней четверти или трети многих толстых пластов проявляется обратное направление уменьшения содержаний MgO, и химические профили позволяют предполагать наличие потоковой дифференциации. Отдельные пласты обнаруживают постепенные переходы к базальным зонам мощностью 8—12 см тонкозернистых метапикритов с редко наблюдаемыми структурами спинифекс, но с уменьшающимися вниз размерами зерен, свидетельствующими о наличии первичного закаленного края.

Хотя тонкие и толстые пласты обычно характеризуются разнообразным составом, две особенности имеют устойчивую направленность.

1. Структуры, развитые в верхних частях пластов, показывают увеличение длины вытянутых кристаллических зерен по мере увеличения расстояния от кровли.

2. Содержание MgO увеличивается от кровли пластов с глубиной (за исключением обратной зависимости, описанной выше).

Эти особенности являются ценными индикаторами при стратиграфическом расчленении, на что обращали внимание и другие исследователи [25].

Большая часть поверхностей раздела пластов обнаруживает развитие *брекчиевой зоны* шириной от нескольких сантиметров до 4 м, но, как правило, не превышающей 1 м. Термин «брекчия» охватывает породы в диапазоне от преобладающих округлых до преобладающих угловатых обломков размером

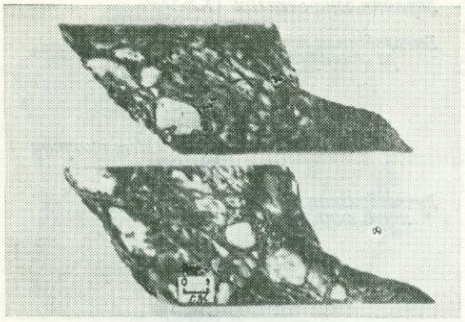


Рис. 15. Образец 24/47.0, в котором видны округлые обломки метапикритов в брекчиевой зоне.

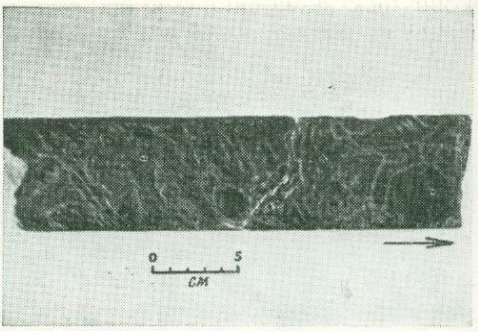


Рис. 16. Образец 496/181.0, в котором видны округлые и угловатые обломки (некоторые с внутренней структурой) в метапикритовой брекчиевой зоне.

Стрелкой показано направление вверх по стратиграфическому разрезу.

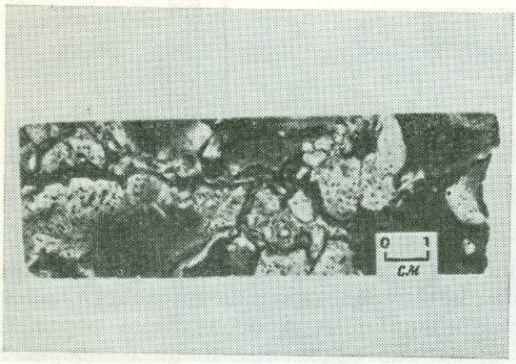


Рис. 17. Образец 9216/1832, иллюстрирующий брекчиевую зону, включающую округлые глобулярной формы обломки метапикрита.

В центральных частях большинства обломков встречаются перистые микроструктуры.

обычно меньше 3 см, заключенных в подчиненной тонкозернистой основной массе (рис. 15 и 16). Многие брекчиевые зоны имеют отчетливые контакты, другие же обнаруживают слабое рассланцевание, контрастирующее с прилегающими массивными пластами. Состав обломков обычно соответствует составу подстилающих ультраосновных пород и варьирует от метапикритов до метаперидотитов. Основная масса обогащена хлоритом и содержит амфибол, карбонат и тальк. Некоторые обломки имеют глобулярную форму (рис. 17) и состоят из криптокристаллических агрегатов тремолита и хлорита, которые могут иметь перистые микроструктуры. В некоторых брекчиях встречаются обломки с беспорядочной и пучкообразной структурами спинифекс.

Геохимические профили. Буровые скважины на линии разреза 546 279 С, расположенного вкрест рудной залежи Ланнон (рис. 5), были подвергнуты детальному геохимическому опробованию, проводившемуся с учетом литологии пород. Каждый образец анализировался на общий никель, медь, хром и цинк. На результирующих геохимических профилях визуальная наметка границ пластов подкрепляется данными по никелю, что обеспечивает наилучшее решение проблемы стратиграфического расчленения [26].

В ультраосновных породах никель имеет сильную положительную корреляцию с MgO, поэтому профили вкрест пласта должны показывать увеличение содержаний никеля вниз к подошве с резким изменением направле-

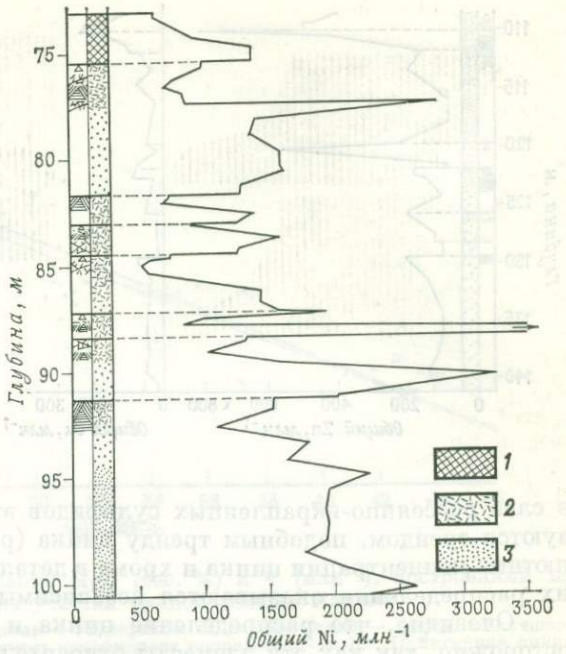


Рис. 18. Профиль распределения общих содержаний никеля в интервале буровой скважины KD 156.

Условные обозначения для распределения структур те же, что на рис. 14; *1* — сланцы; *2* — метапикриты; *3* — оливиновые метаперидотиты.

ния на обратное возле границ пласта. Увеличение концентрации сульфидов в основании обычно усиливало эту закономерность. Поскольку размеры образцов малы (3—7 см длиной), их расположение сильно влияет на форму профилей пласта. В связи с этим рассмотрение закономерностей распределения является более важным, чем анализ индивидуальных профилей. На рис. 18 показана часть профиля по буровой скважине, включающая семь литологически различных пластов. В каждом пласте отмечается увеличение никеля вниз в сторону подошвы. Четыре пласта обнаруживают обратное направление этой закономерности в своих нижних частях мощностью до 0,3 м, а у шести пластов обратное направление увеличения никеля ясно наблюдается в их верхних интервалах мощностью 0,3—1,3 м. Анализы серы и меди указывают на то, что в последнем случае обратное направление увеличения никеля связано с повышением концентрации сульфидов.

Данные по сере и меди для многих пластов свидетельствуют о повышении концентраций сульфидов близ оснований большинства из них.

Профили распределения цинка и меди в шести ультраосновных пластах приведены на рис. 19. В пяти пластах из шести повышенные содержания цинка отмечаются в кровле или близ нее, а большинство других аномальных значений цинка в ультраосновных породах на линии разреза 546 279 С также обнаруживается вблизи поверхностей раздела пластов. Тренды, определяемые значениями меди, на рис. 19 подобны таковым для цинка, но более слабые и менее правильные. Повсюду на разрезе 546 279 С профили распределения меди в ультраосновных породах оказываются обычно неправильными и в изолированном виде трудными для интерпретации.

Аномально высокие содержания цинка и меди — характерная особенность осадочных горизонтов в ультраосновной толще. Содержание цинка достигает 1%, указывая на существенную концентрацию этого элемента в ходе осаждения из водного раствора.

В слое рассеянно-вкрапленных сульфидов залежи Ланнон наблюдается увеличение содержания цинка в направлении основания (рис. 10); подобное увеличение зафиксировано для залежей Даркин и Джуан. Значения хрома

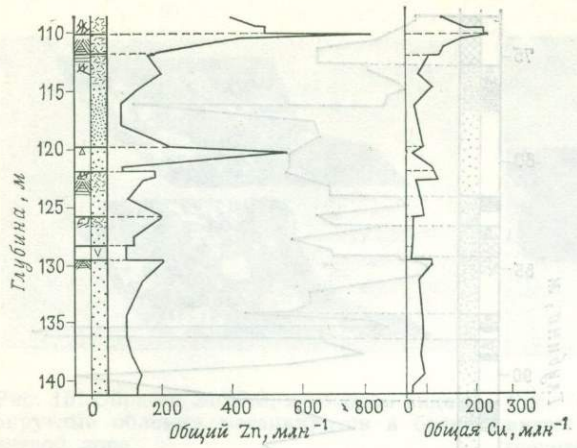


Рис. 19. Профили распределения общих содержаний цинка и меди в интервале буровой скважины KD 21.

Условные обозначения те же, что на рис. 18. Следует сравнить уровни содержаний элементов с данными табл. 7; см. также работу Голеса [9].

в слое рассеянно-вкрапленных сульфидов этих трех рудных тел характеризуются трендом, подобным тренду цинка (рис. 10). Однако поскольку абсолютные концентрации цинка и хрома в деталях не коррелируют между собой, их распределения оказываются независимыми.

Очевидно, что распределение цинка и меди следует интерпретировать осторожно, так как эти элементы относительно мобильны в обстановке низких ступеней метаморфизма и метасоматоза.

Петрохимия. Наши современные знания об общем химизме пород почти целиком ограничены участком залежи Ланнон; представительные данные сведены в табл. 7. Большинство элементов имеет приблизительно линейную корреляцию с содержанием MgO. CaO является исключением: вместо повышения концентрации он обнаруживает заметное ее снижение в породах, содержащих свыше 34% MgO (анализы 3 и 4 в табл. 7). Это изменение отражается в уменьшении отношения $CaO : Al_2O_3$ приблизительно от 1,0 до 0,25. Отношение $FeO : Fe_2O_3$ уменьшается с увеличением содержания MgO и летучих. Содержания цинка превышают 50 млн$^{-1}$ — значение, определенное Голесом [9] в качестве среднего для ультраосновных пород (см. также рис. 19).

Составы пород, приведенные в табл. 7, очень близки составам менее измененных архейских ультраосновных пород из различных мест Западной Австралии [21], Южной Африки [30] и Канады [25]. Отмеченные Вильюном и Вильюном [30] высокие отношения $CaO:Al_2O_3$, составляющие в среднем 2,01, для Камбалды не являются очевидными.

На рис. 20 и 21 показаны графики зависимости соответственно для V и MgO, MgO и Al_2O_3, построенные для двух различных групп образцов из участка залежи Ланнон. На каждом из графиков также нанесены корреляционные линии для этих компонентов, рассчитанные Россом [26] по модели смешения гипотетической жидкости, эквивалентной по своему составу метапикритам залежи Ланнон (табл. 7), с варьирующими количествами оливина, имеющего состав Fo_{92}. Великолепное согласие между рассчитанным и действительным трендами, наблюдаемое на рис. 20 и 21, присуще большинству элементов, нанесенных на график в паре с MgO.

Осадочные породы. Горизонты осадочных пород, содержащих сульфиды, встречаются внутри и в основании ультраосновной толщи. Их мощность не превышает обычно 5 м; они имеют отчетливое полосчатое строение и сложены хлорит- и серицитсодержащими кремнистыми и графитистыми сланцами. Многие из них содержат обильный альбит.

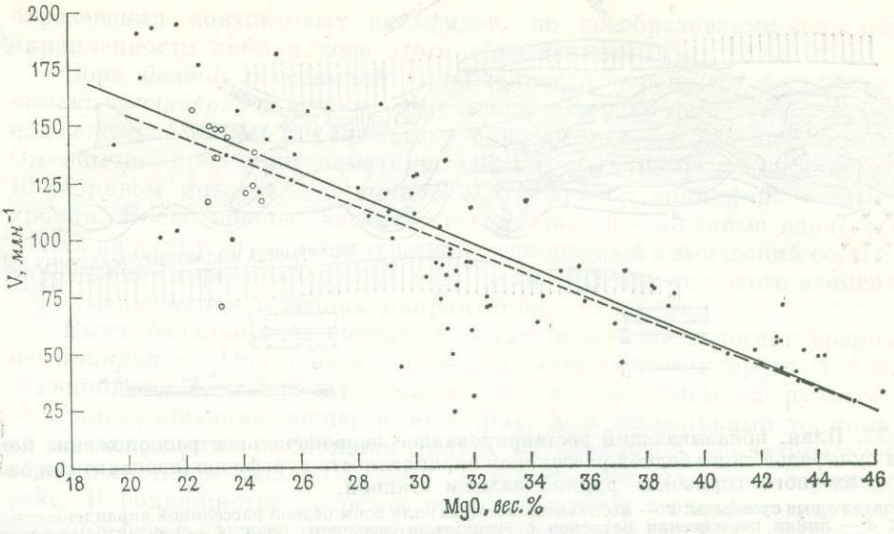


Рис. 20. График зависимости содержаний MgO (вес. %) и V (млн$^{-1}$), построенный по 97 образцам ультраосновных пород из участка рудной залежи Ланнон.

Светлые кружки соответствуют мощным пластам метапикритов. Сплошная линия — линия наилучшего соответствия (наименьших квадратов), она имеет коэффициент корреляции —0,78. Пунктирная линия является расчетной [26].

Осадочные породы редко встречаются в непосредственной близости с контактовыми сульфидами (рис. 5 и 22), но они могут образовывать до четырех внутренних горизонтов и один базальный горизонт вдали от рудных тел. Внутренние прослои обычно встречаются в нижней половине толщи, и на некоторых участках они протягиваются на несколько сот метров. На участ-

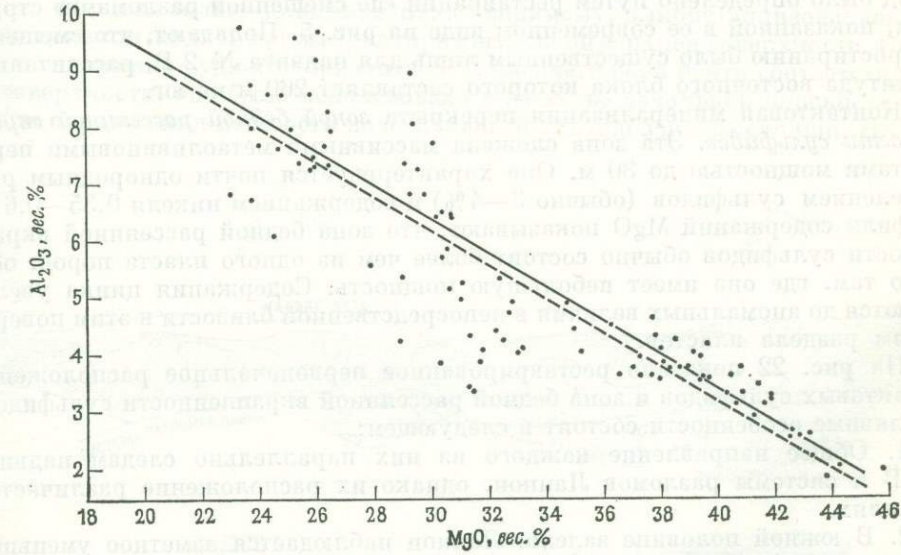


Рис. 21. График зависимости содержаний MgO (вес. %) и Al_2O_3 (вес. %), построенный по 88 образцам (другая совокупность по сравнению с рис. 20) ультраосновных пород из участка рудной залежи Ланнон.

Линии соответствуют изображенным на рис. 20; коэффициент корреляции равен —0,80.

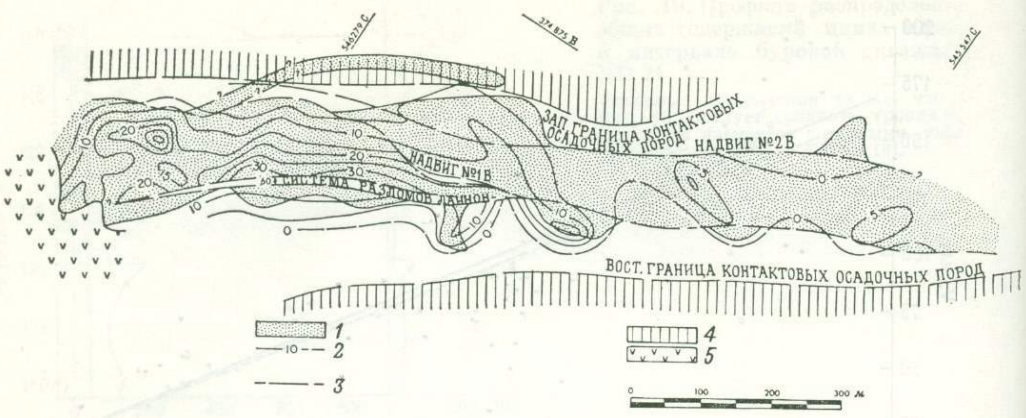


Рис. 22. План, показывающий реставрированное первоначальное расположение контактовых сульфидов, зоны бедной рассеянной вкрапленности сульфидов (изопахиты) и базального осадочного горизонта рудной залежи Ланнон.

1 — контактовые сульфиды; *2* — изопахиты (в метрах) для зоны бедной рассеянной вкрапленности сульфидов; *3* — линии пересечения разломов с базальтами лежачего бока; *4* — контактовые осадочные породы; *5* — интрузивы.

ке рудной залежи Ланнон почти каждое проявление внутренних горизонтов осадочных пород локализовано *между* пластами ультраосновных пород. Обычно присутствие сульфидов; пирит или пирротин составляет доминирующую их фазу, а халькопирит и сфалерит являются второстепенными компонентами. Часть пирротина, по-видимому, образовалась по пириту.

Стратиграфия участка рудной залежи Ланнон. Местное стратиграфическое подразделение ультраосновной толщи наилучшим образом изучено на участке залежи Ланнон (рис. 5). Первоначальное расположение пластов пород было определено путем реставрации «не смещенной разломами» структуры, показанной в ее современном виде на рис. 5. Полагают, что смещение по простиранию было существенным лишь для надвига № 2 В, рассчитанная амплитуда восточного блока которого составляет 260 м на юг.

Контактовая минерализация перекрыта *зоной бедной рассеянной вкрапленности сульфидов*. Эта зона сложена массивными метаоливиновыми перидотитами мощностью до 30 м. Она характеризуется почти однородным распределением сульфидов (обычно 3—4%) и содержанием никеля 0,35—0,6%. Профили содержаний MgO показывают, что зона бедной рассеянной вкрапленности сульфидов обычно состоит более чем из одного пласта пород, особенно там, где она имеет небольшую мощность. Содержания цинка увеличиваются до аномальных величин в непосредственной близости к этим поверхностям раздела пластов.

На рис. 22 показано реставрированное первоначальное расположение контактовых сульфидов и зона бедной рассеянной вкрапленности сульфидов. Их главные особенности состоят в следующем:

1. Общее направление каждого из них параллельно следам надвига № 2 В и системы разломов Ланнон, однако их расположение различается в деталях.

2. В южной половине залежи Ланнон наблюдается заметное уменьшение мощности зоны бедной рассеянной вкрапленности сульфидов.

3. Изопахиты зоны бедной рассеянной вкрапленности сульфидов обнаруживают разницу до 20 м вкрест системы разломов Ланнон и надвига № 1 В. Это означает, что движения вдоль указанных структур имели место *после*

образования контактовых сульфидов, но до образования зоны рассеянной вкрапленности либо в ходе этого образования.

Зона бедной рассеянной вкрапленности перекрыта *базальными оливиновыми метаперидотитами*. Этот пласт обладает максимальной мощностью над залежью Ланнон (до 45 м), но утоняется до менее 30 м на флангах (рис. 5). Он обычно проявляет заметную химическую дифференциацию в верхнем 10-метровом интервале с появлением структур спинифекс в верхних 5 м кровли. Более мощные части этого пласта, опробованные вдоль его погружения на длину 750 м, обнаруживают однородный химический состав. Однако определения серы показывают, что низкие содержания этого элемента (менее 1%) уменьшаются в южном направлении.

Выше базальных оливиновых метаперидотитов залегает *мощная толща метапикритов*. Она обычно непосредственно контактирует с базальными оливиновыми метаперидотитами и местами расчленяется рудным пластом № 1 минерализации висячего бока (рис. 5) и несколькими тонкими пластами метаперидотитов. Мощная толща метапикритов характеризуется однородным составом (анализ 1, табл. 7) и широким развитием структур спинифекс. В большинстве разрезов метапикритовая толща, по-видимому, представляет собой единое литологическое подразделение, хотя местами она может состоять из нескольких литологических разновидностей. Наибольшая мощность разреза (до 33 м) наблюдается над залежью Ланнон в троге, ограниченном разломом Ланнон и надвигом № 2 В. Толща метапикритов прослеживается на расстояние до 60 м по латерали к западу от разлома Ланнон, но не выявляется к востоку от надвига № 2 В (рис. 5). Единственным показателем заметной химической дифференциации мощной толщи метапикритов является тонкий базальный прослой метаперидотитов мощностью до 3 м.

Рудный горизонт висячего бока № 3, залегающий выше мощной толщи метапикритов, имеет мощность до 10 м. Он включает сульфиды висячего бока, имеющие большое ареальное распространение и локализованные близ основания мощного пласта метаперидотитов (рис. 5). Данный горизонт отсутствует к востоку от надвига № 2 В.

Мощная толща метапикритов, по-видимому, выкристаллизовалась из почти целиком жидкой магмы близ горизонтальной верхней поверхности. Поскольку положение рудного горизонта № 3 висячего бока почти соответствует этой поверхности, она была использована в качестве начальной плоскости отсчета для определения мощности подстилающей ультрабазитовой толщи. На рис. 23

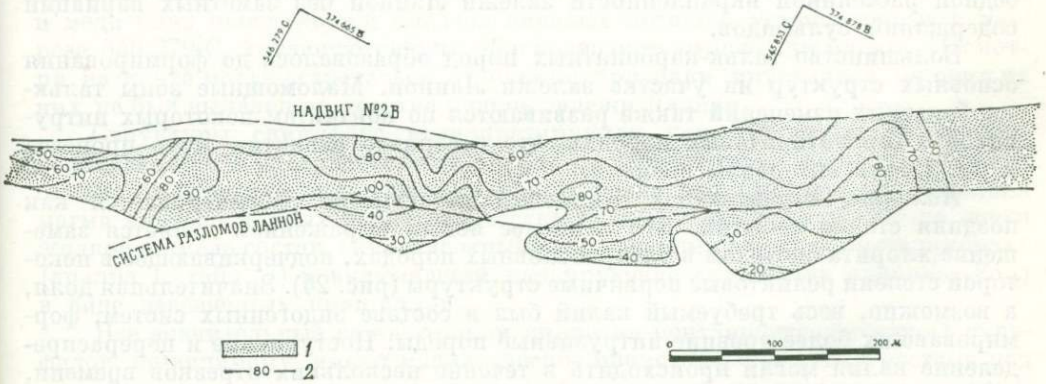


Рис. 23. План горизонта № 3 висячего бока на участке рудной залежи Ланнон.

Изопахиты проведены относительно контакта базальтов лежачего бока; *1* — поверхность рудного тела № 3 висячего бока; *2* — изопахиты (в метрах) по отношению к базальтам лежачего бока.

показано значительное перемещение восточного блока вниз по системе разломов Ланнон в промежутке времени между формированием зоны бедной рассеянной вкрапленности и рудного пласта № 3 висячего бока.

Метаморфизм и метасоматоз

Метаморфическая ступень. Полевые наблюдения указывают на сохранность первоначальных размеров зерен и структурных соотношений в ходе метаморфизма основных и ультраосновных пород. Полагают, что эти породы находились в условиях относительно слабого стресса, превалировавших в ходе перекристаллизации прежних минеральных ассоциаций до современных. Метаморфические преобразования метатолеитов очень близки к установленным Халлбергом [10] для аналогичных пород в районе Кулгарди — Норсмен; они определены как зеленосланцевый метаморфизм низких давлений андалузит-силлиманитовой фации по Миясиро [18]. Минеральный состав ультраосновной толщи и содержащихся в ней горизонтов осадочных пород соответствует зеленосланцевой фации метаморфизма.

Серпентинизация и тальк-карбонатное изменение. Серпентинитовые породы выделены близ рудных залежей Даркин, Фишер и Ланнон, а также вдоль восточного фланга купола. По данным из участков залежей Ланнон и Даркин устанавливается, что эти породы обычно содержат более 38% MgO. Судя по полевым соотношениям, зоны серпентинитовых пород представляют собой части ультраосновной толщи, в которых не проявилось заметное тальк-карбонатное изменение.

В оливиновых метаперидотитах (табл. 7) наблюдается отчетливая потеря CaO, что обычно как для серпентинитовой, так и тальк-карбонатной ассоциаций. Колман [4] показал, что потеря CaO может происходить в ходе серпентинизации альпийских ультраосновных пород. Если очевидная потеря CaO в Камбалде имела место в течение серпентинизации, то этот процесс должен был предшествовать тальк-карбонатному изменению.

Отличная корреляция MgO с ванадием и с Al_2O_3, наблюдаемая на рис. 20 и 21, означает, что процессы изменения существенно не нарушали катионные отношения в ультраосновных породах участка рудной залежи Ланнон. Это заключение подтверждается близким соответствием действительных и теоретических трендов на рис. 20 и 21. Влияние серпентинизации и тальк-карбонатного изменения на распределение сульфидов считается минимальным, поскольку ассоциации обоих типов изменений вмещают сульфиды зоны бедной рассеянной вкрапленности залежи Ланнон без заметных вариаций содержаний сульфидов.

Большинство тальк-карбонатных пород образовалось до формирования основных структур на участке залежи Ланнон. Маломощные зоны тальк-карбонатных изменений также развиваются по контактам некоторых интрузивов в серпентинитовых породах, что говорит о развитии этого процесса в различные интервалы времени.

Калиевый метасоматоз. Калиевый метасоматоз рассматривается как поздняя стадия событий. Его наиболее ясным выражением является замещение хлорита биотитом в ультраосновных породах, подчеркивающее в некоторой степени реликтовые первичные структуры (рис. 24). Значительная доля, а возможно, весь требуемый калий был в составе эндогенных систем, формировавших более древние интрузивные породы. Поступление и перераспределение калия могли происходить в течение нескольких отрезков времени, но имеющиеся геохронологические данные (К. Роддик, письменное сообщение) свидетельствуют об активном К-метасоматозе в интервале времени 2600—2700 млн. лет.

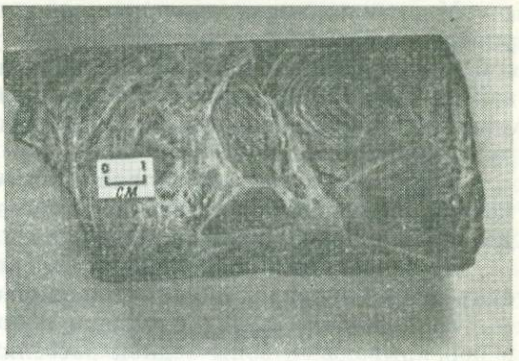


Рис. 24. Обратная сторона части образца, изображенного на рис. 16, иллюстрирующая усиление контрастности структуры вследствие замещения хлорита биотитом.

Возраст метаморфизма. Турек [27] оценивал возраст метаморфизма и метасоматоза в 2665 ± 25 млн. лет. Эта цифра была получена в результате рубидий-стронциевого изучения породы в целом из стратиграфического разреза Калгурли. Были взяты совокупные данные по четырем типам пород, при этом наклон изохрон контролировался по присутствию серицита в каждом из этих типов. Возраст, определенный Туреком, вероятно, отражает период широкого развития калиевого метасоматоза. Отношения последнего с региональным метаморфизмом неизвестны. Однако цифра 2665 ± 25 млн. лет широко использовалась при оценке возраста регионального метаморфизма в районе Калгурли, например, Гликсоном [8]. Возраст натриевых гранитов, определенный в 2850 ± 90 млн. лет, указывает на то, что региональный метаморфизм в Камбалде имел место в это время или ранее.

Интерпретация

Литологические подразделения ультраосновной толщи имеют, как полагают, экструзивное происхождение; это предположение основывается на ряде особенностей, таких, как закаленные контакты, асимметричное распределение структур, зоны брекчирования и согласное залегание горизонтов осадочных пород. Каждое подразделение рассматривается как единичный первичный лавовый поток, а там, где имеются два или более подразделений, подразумевается, что они соответствуют единому эруптивному событию и образуют сложный лавовый поток [17]. Аномально высокие концентрации цинка и меди близ поверхностей раздела лавовых потоков, установленные в разрезе 546 279 С, согласуются с идеей о подводном отложении магмы. Несмотря на то что могут встречаться отдельные признаки интрузивов, ни один из них не был выявлен на участке рудной залежи Ланнон.

Структуры спинифекс интерпретируются как структуры остывания, образующиеся в ультраосновных магмах с низким содержанием взвешенного оливина в условиях высокого термального градиента. Считают, что исходная магма ультраосновных пород на участке рудной залежи Ланнон была почти жидкой и имела состав, эквивалентный наблюдаемому в мощных метапикритах (анализ 1, табл. 7) и включавший варьирующие количества оливина (Fo_{92}) в виде взвешенных кристаллов.

Все значительные концентрации пирротин-пентландитсодержащих сульфидов, по-видимому, имеют магматическое происхождение, хотя местами под воздействием разломов и интрузивов образовались их вторичные концентрации и ремобилизованные скопления. Свидетельств о концентрации сульфидов или металлов под влиянием таких процессов, как серпентинизация и тальк-карбонатное изменение, не имеется.

Многие признаки, которые указывали бы на экструзивное образование ультраосновных пород в контактовых сульфидах, отсутствуют, поэтому способ формирования этих пород должен быть рассмотрен отдельно. Рудная залежь Ланнон задокументирована наилучшим образом, и любые предположения относительно отложения сульфидов должны быть согласованы со следующими признаками:

1) резкий контакт между пластом массивных сульфидов и подстилающими метабазальтами и отсутствие краевой зоны закалки в ультраосновных породах на этой поверхности раздела (анализ 1, табл. 6);

2) концентрация хромита в основании пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов, перекрывающего пласт массивных сульфидов;

3) различное пространственное расположение контактовых сульфидов и перекрывающей зоны бедной рассеянной вкрапленности (рис. 22);

4) равномерная концентрация сульфидов в зоне бедной рассеянной вкрапленности;

5) заметная разница в составе силикатной фракции пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов и аналогичной фракции в перекрывающей его зоне бедной рассеянной вкрапленности, наблюдаемая в табл. 6;

6) отчетливый контакт между пластом рассеянно-вкрапленных сульфидов и перекрывающей его зоной бедной рассеянной вкрапленности;

7) аномальная концентрация цинка на поверхностях раздела пластов массивных и рассеянно-вкрапленных сульфидов, а также в основании зоны бедной рассеянной вкрапленности.

8) расположение горизонтов осадочных пород (рис. 5 и 22).

Первые шесть признаков трудно согласовать с простой моделью, включающей аккумуляцию сульфидного расплава в интрузивной камере под влиянием гравитации. Первый признак указывает на аккумуляцию значительного количества сульфидного расплава, *предшествующую* отложению. Концентрация хромита непосредственно выше пласта массивных сульфидов свидетельствует о том, что верхняя часть этого пласта кристаллизовалась до образования пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов; это предотвращало оседание хромитов сквозь менее плотный сульфидный расплав (обусловливая существующее распределение хромита, образовавшегося при магматическом оседании). Третий признак указывает на раздельное отложение контактовых сульфидов и зоны бедной рассеянной вкрапленности, в то время как четвертый — на условия охлаждения, которое происходило более быстро, чем этого следует ожидать для крупной интрузивной камеры.

Отчетливый контакт между пластом рассеянно-вкрапленных сульфидов и перекрывающей его зоной бедной рассеянной вкрапленности мог бы образоваться, если бы пласт рассеянно-вкрапленных сульфидов формировался путем осаждения тесно соприкасающихся оливиновых зерен в базальный объем сульфидного расплава аналогично модели «бильярдных шаров», описанной Налдреттом [19]. Этот контакт представлял бы собой верхнюю границу вытеснения силикатного расплава сульфидами в промежутки между зернами оливина. Резкий контакт между пластами массивных и рассеянно-вкрапленных сульфидов должен был бы представлять собой нижнюю границу осаждения оливина. В этих условиях невозможно образование магматических концентраций хромита в основании пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов, поскольку верхняя часть пласта массивных сульфидов должна бы быть расплавленной при температурах выше приблизительно 1140 °С [6], тогда как температура прилегающей ультраосновной магмы, вероятно, превышала 1300 °С [26].

Модель «иммерсионного осаждения» привела бы к почти равномерному вертикальному распределению сульфидов в пласте рассеянной вкрапленности. Однако распределение сульфидов в рудной залежи Ланнон характери-

зуется увеличением их содержания по направлению вниз, что указывает на гравитационное погружение. Жильные минералы пласта рассеянно-вкрапленных сульфидов должны были иметь состав, соответствующий составу осажденного оливина, и этот состав близок залежи Ланнон (анализы 4 и 5, табл. 6). Модель должна отвечать также соответствию состава ультраосновных пород, перекрывающих пласт рассеянной вкрапленности, составу плотноупакованных кристаллов оливина и богатого магнием интерстициального силикатного расплава. Однако измеренные концентрации MgO (30—33%) (анализы 6 и 7, табл. 6) значительно ниже, чем ожидаемые (около 44% MgO).

Модель сложного интрузивного образования, включающая импульсы сульфидного расплава и ультраосновной магмы, предположительно могла бы учитывать шесть вышеприведенных признаков. Она не дает отчетливого объяснения наблюдаемого распределения цинка и расположения горизонтов осадочных пород.

Контактовые сульфиды, по-видимому, согласны с перекрывающей их толщей ультраосновных пород, поэтому логично допустить, что они могут иметь аналогичное подводное экструзивное происхождение. Отложение пластов массивных и рассеянно-вкрапленных сульфидов, а также зоны бедной рассеянной вкрапленности из различных лавовых потоков может легко объяснить каждый из шести рассмотренных выше признаков. Такой способ образования объясняет также смешанную природу зоны бедной сульфидной вкрапленности. Взаимодействием поверхностей этих подразделений с обогащенными цинком водными растворами можно объяснить более высокие содержания цинка, приуроченные к поверхностям раздела данных подразделений. Распределение цинка в таком случае будет аналогичным наблюдаемому в перекрывающих ультраосновных потоках. Мы полагаем, что эта модель подводного экструзивного образования является наилучшим объяснением имеющихся в настоящее время фактов.

Теоретические факторы, связанные с предложенным выше способом отложения, были рассмотрены Россом [26]. Различия в вязкости между компонентами смеси (сульфидного расплава, кристаллов оливина и пикритовой жидкости) обусловливают сегрегацию во время вертикального их перемещения с обогащением фронтальной части сульфидным расплавом и обогащением оливином удаленной части, а местами с наличием смешанной средней части. Расчеты показывают, что сегрегация может заметно усилиться при самопроизвольном горизонтальном течении по склону в 1°. Эти результаты позволяют считать, что отдельные компоненты контактовой минерализации залежи Ланнон могли быть отложены в несколько различающиеся интервалы времени как следствие их различной вязкости. Предсказанный вертикальный порядок расположения этих компонентов согласуется с наблюдаемым на рудной залежи Ланнон. Такой способ отложения мог бы объяснить близкое соответствие составов сульфидной части массивных и рассеянно-вкрапленных пластов, а также заметную разницу составов жильных минералов в пласте рассеянно-вкрапленных сульфидов и в зоне бедной рассеянной вкрапленности.

Оседание и смещение по трещинам, субпараллельным краевым частям залежи Ланнон, как считают, сопровождали отложение базальной части толщи. Эти трещины могли представлять собой места вулканической активности, где высокие температуры экструдировавших магм и восходящее движение пара, а также, возможно, других газообразных составляющих вызывали и поддерживали активную конвекцию перекрывающих толщ морской воды. Полагают, что активная конвекция в камерах, ограничивающих эти трещины, является наиболее вероятным объяснением многочисленности внутренних горизонтов осадочных пород, перекрывающих залежь Ланнон, и расположения горизонта базальных осадочных пород, показанного на рис. 22. Поскольку базальные осадочные породы *перекрывают* контактовые

сульфиды и зону бедной рассеянной вкрапленности, в редких случаях перекрытия они могут быть интегральным продуктом этой вулканической активности.

Заключение

Сочетание наблюдаемых и аналитических данных свидетельствует об условиях океанического дна при последовательном образовании разреза Камбалды. Отсутствие пузырчатых текстур в базальтовых породах указывает на глубоководные условия [16]. На участке залежи Ланнон контактовые сульфиды могут быть первым выражением вулканической деятельности, которая, по-видимому, сформировала большую часть перекрывающей ультраосновной толщи. Расположение горизонтов никеленосных сульфидов, осадочных пород и специфических ультраосновных толщ свидетельствует о наличии локального трещинного источника для части этой ультраосновной толщи. Считается, что рудная залежь Ланнон является типичной для большинства других контактовых сульфидных концентраций в Камбалде, которые могут иметь идентичное происхождение. Аналитические данные указывают на то, что серпентинизация ультраосновных пород предшествует тальк-карбонатному изменению. Большинство основных разрывных нарушений сформировалось, по-видимому, после тальк-карбонатного изменения и образования купола Камбалда. Образование кислых и основных интрузивов происходило в интервале времени 2050—2850 млн. лет и, как полагают, имело место после метаморфизма и завершения практически всей тектонической активности. Обширный калиевый метасоматоз, очевидно, был связан с формированием более древних интрузивов кислого и среднего состава.

Благодарности

Авторы признательны руководству компании Western Mining Corporation Ltd. за разрешение опубликовать эту статью.

Мы благодарим геологов рудника Камбалда за оказанное и оказываемое ими содействие, и в особенности старшего геолога рудника Дж. Х. Уайта за его помощь.

Мы выражаем также благодарность Р. Вудаллу и Дж. А. Трэвису за их критическое чтение и обстоятельное редактирование текста. Д-р С. Джи помогал в статистической обработке аналитических данных. Х. Уилкинсон и его сотрудники готовили иллюстрации, а Дж. С. Рив и Дж. Т. Ланней помогали в фотографировании.

Наконец, авторы признательны д-рам А. Туреку, У. Р. О'Бейрни и Дж. А. Халлбергу за разрешение ссылаться на их Ph. D.[1] диссертации.

Список литературы

1. *Bayer H., Siemes H.*, Zur interpretation von pyrrhotite-gefugen, Mineral. Deposita, 6, 225—244, 1971.
2. *Bennett C. E. G., Graham J., Thornber M. R.*, New observations on natural pyrrhotites, Part 1, mineragraphic techniques, Am. Miner., 57, 445—462, 1972.
3. *Cann J. R.*, Major element variations in ocean floor basalts, Phil. Trans. R. Soc. Lond., 268, 495, 1971.
4. *Coleman R. G.*, Petrologic and geophysical nature of serpentinites, Bull. geol. Soc. Am., 82, 897—918, 1971.
5. *Engel A. E. J., Engel C. G., Havens R. G.*, Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle, Bull. geol. Soc. Am., 76, 719, 1965.

[1] Ph. D.— Philosophy Doctor — ученая степень в странах Запада, приблизительно эквивалентная степени «кандидата наук» в СССР.— *Прим. перев.*

6. *Ewers W. E., Hudson D. R.*, An interpretive study of a nickel-iron sulfide ore interstion, Lunnon Shoot, Kambalda, Western Australia, Econ. Geol., 67, 1075—1092, 1972.
7. *Ferguson J., Currie K. L.*, Silicate immiscibility in the ancient «Basalts» of the Barberton Mountain Land, Transvaal, Nature, 235, 86—89, 1972.
8. *Glikson A. Y.*, Primitive Archaean element distribution patterns, chemical evidence and geotectonic significance, Earth Planet. Sci. Letters, 12, 309—320, 1971.
9. *Goles G. C.*, Trace elements in ultramafic rocks, in Ultramafic and Related Riocks (Ed. *P. J. Wyllie*), 352—362, John Wiley and Sons Inc., N.Y., 1967.
10. *Hallberg J. A.*, The petrology and geochemistry of metamorphosed Archaean basic volcanic rocks between Coolgardie and Norseman, Western Australia, Ph. D. thesis, Univ. of West. Aust., 1970.
11. *Hallberg J. A., Williams D. A. C.*, Archaean mafic and ultramafic rock associations in the Eastern Goldfields Region, Western Australia, Earth Planet. Sci. Letters, 15, 191—200, 1972.
12. *Hancock W., Ramsden A. R., Taylor G. F., Wilmshurst J. R.*, Some ultramafic rocks of the Spargoville area, Western Australia, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 3, 269—280, 1971.
13. *Harris D. C., Nickel E. H.*, Pentlandite compositions and associations in some mineral deposits, Can. Miner., 11, 861—878, 1972.
14. *Hughes W. S.*, A petrological study of the Durkin Shoot environment, Kambalda North, Tech. Rep. W.M.C. Ltd., K/1704, 1968.
15. *Jakes P., White A. J. R.*, Composition of island arcs and continental growth, Earth Planet. Sci. Letters, 12, 224, 1971.
16. *Jones J. G.*, Pillow lavas as depth indicators, Am. J. Sci., 267, 181—195, 1969.
17. *Macdonald G. A.*, Volcanoes, Prentice-Hall, Inc.. New Jersey, 509P, 1972.
18. *Miyashiro A.*, Evolution of metamorphic belts, J. Petrology, 2, 277, 1961.
19. *Naldrett A. J.*, Nickel sulphide deposits—their classification and genesis, with special emphasis on deposits of volcanic association, Trans. Can. Inst. Min. Metall., 1973.
20. *Naldrett A. J., Mason G. D.*, Contrasting Archaean ultramafic igneous bodies in Dundonald and Clergue townships, Ontario, Can. J. Earth Sci., 5, 111—143, 1968.
21. *Nesbitt R. W.*, Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn Block, Western Australia, evidence for an Archaean ultramafic liquid, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 3, 331—350, 1971.
22. *Nickel E. H., Ross J. R., Thornber M. T.*, The supergene alteration of pyrrhotite-pentlandite ore at Kambalda, Western Australia, Econ. Geol., 1973.
23. *Nockolds S. R.*, Average composition of some igneous rocks, Bull. geol. Soc. Am., 65, 1007—1032, 1954.
24. *O'Beirne W. R.*, The acid porphyries and porphyroid rocks of the Kalgoorlie area, Ph. D. Thesis, Univ. West. Aust., 1968.
25. *Pyke D. R., Naldterr A. J., Eckstrand O. R.*, Archaean ultramafic flows in Munro Township, Ontario, Bull. geol. Soc. Am., 84, 955—978, 1973.
26. *Ross J. R.*, Archaean nickel sulphide mineralization, Lunnon Shoot, Kambalda, Ph.D. Thesis, Univ. Calif. Berkeley, 1974.
27. *Turek A.*, Rubidium-strontium isotopic studies in the Kalgoorlie-Norseman area, Western Australia, Ph.D. Thesis, Aust. Nat. Univ., 1966.
28. *Turek A., Compston W.*, Rubidium-strontium geochronology in the Kalgoorlie region, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 3, 72, 1971.
29. *Turner F. J., Verhoogen J.*, Igneous and Metamorphic Petrology (McGraw-Hill), 272, 1951.
30. *Viljoen M. J., Viljoen R. P.*, Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati Formation of the Onverwacht Group, in Spec. Publ. geol. Soc. S. Africa, Upper Mantle Project, 2, 87—112, 1969.
31. *Weedon D. S.*, The Gars-bheinn ultrabasic sill, Isle of Skye, Q. Jl. geol. Soc. Lond., 116, 37—54, 1960.
32. *Williams H., Turner F. J., Gilbert C. M.*, Petrography, Freeman and Co., San Francisco, 1958.
33. *Woodall R., Travis G. A.*, The Kambalda nickel deposits, Western Australia, Pap. 9th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, 1969.

Непиан

Н. Шерри, Дж. Роу

Общие сведения

Никелевый рудник Непиан расположен приблизительно в 26 км к югу от Кулгарди в штате Западная Австралия (31°10′ ю. ш., 121°05′ в. д.). Рудник имеет хорошую дорожную связь с Кулгарди, а также с Камбалдой, где производится обогащение руд компанией Western Mining Corporation Ltd. Годовая продукция составляет приблизительно 100 000 т со средним содержанием никеля не менее 3%. Оцененные на этой основе запасы, как полагают, являются достаточными для обеспечения непрерывной добычи по крайней мере в течение последующих пяти лет.

Никелевое сульфидное месторождение состоит из двух сближенных, но обособленных и перекрывающих друг друга, круто погружающихся на запад пластинчатых рудных зон, которые приурочены к контактам между телами серпентинитов и метабазитовыми породами. Рудные зоны простираются по азимуту 330° на расстояния около 670 и 340 м, а их общая слившаяся часть протягивается приблизительно на 850 м. Подземными горными выработками и алмазным бурением промышленная минерализация установлена до глубины 476 м с возможным, но еще неустановленным ее продолжением на бóльшую глубину. Мощность рудных тел довольно изменчивая и составляет в среднем около 1,5 м; из них 0,7 м описываются как «массивные» сульфиды, хотя последние представляют в руде главным образом основную массу.

Месторождение было открыто в марте 1968 г. компанией Metals Exploration N.L. Железная шляпа на месте открытия не наблюдалась; все продуктивные буровые скважины алмазного бурения, которые подсекли никелевые сульфиды, были забурены в точках, выбранных на основе магнитных геофизических аномалий и геофизических аномалий вызванной поляризации. Эти четкие аномалии не были связаны с вмещающими породами или никелевыми сульфидами, а представляли широкий сложный ультраосновной пласт (пласт 1) и сульфидсодержащие метаосадочные породы в лежачем боку этого пласта. Подсечение вмещающих пород и открытие никелевых сульфидов было результатом принятого решения о продолжении бурения за пределами очевидного источника аномалий.

Рудник Непиан расположен на площади листа Бураббин (SH/51-13), геологическая съемка которого была проведена Геологической службой Западной Австралии [6]. Разведочное исследование месторождения постоянно выполняется организацией CSIRO [1] в Перте (Д. Хадсон, в печати) и Университетом Западной Австралии (Д. Гровс и Ф. Барретт, личное сообщение). Авторы выражают благодарность обеим указанным организациям за оказанную помощь.

Региональная геология

Район Непиан, описанный Софулисом [1], представляет собой окно архейских складчатых метаморфических образований Кулгарди — Калгурли. Окно окружено гранитными породами, которые в общем случае рассмат-

N. R. Sherry, Senior Geologist, Nepean Nickel Mine, Metals Exploration Ltd. (NNM, MEL); *J. Rowe*, Mene Geologist, NNM, MEL.

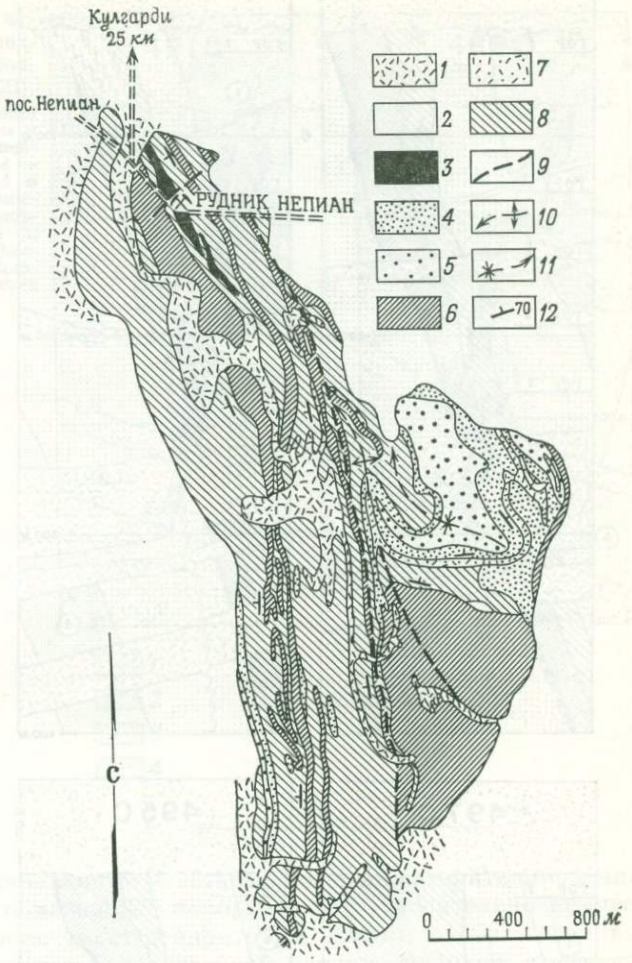


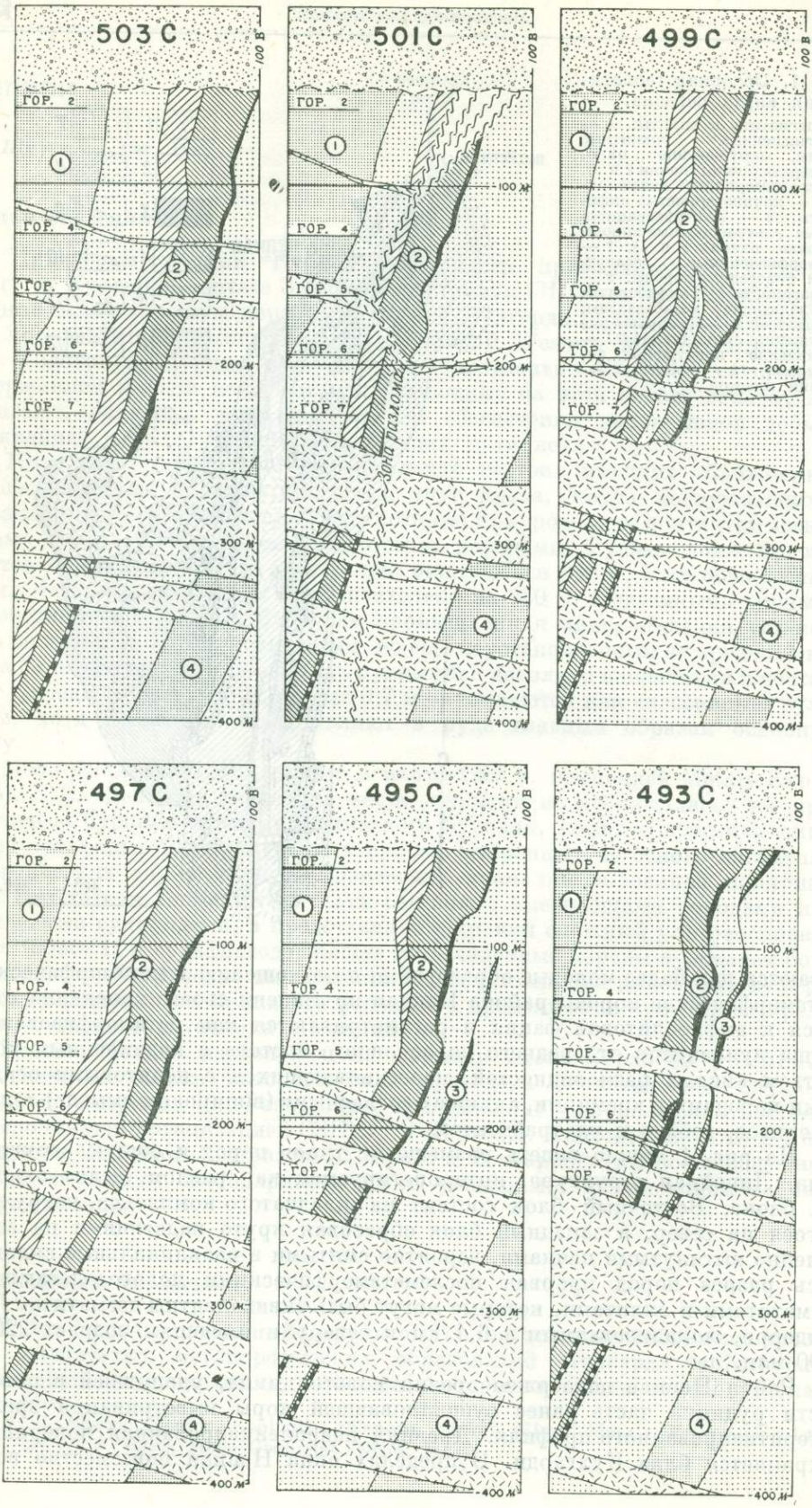
Рис. 1. Обзорная геологическая карта региона.

1 — пегматиты и аплиты; *2* — нерасчлененные гранитные породы, окружающие окно; *3* — серпентиниты (пачки 2 и 3); *4* — среднезернистые амфиболиты; *5* — крупнозернистые амфиболиты; *6* — недифференцированные ультраосновные породы (включая пачки 1 и 4); *7* — метаморфизованные осадочные и туфогенные породы; *8* — тонкозернистые амфиболиты, преобладающие метабазальты; *9* — разлом; *10* — направление погружения синклинали; *11* — направление погружения антиклинали; *12* — элементы залегания пластов.

риваются как более молодые образования по отношению к метаморфическим. Метаморфические породы района Непиан по степени своего изменения относятся к амфиболитовой фации и рассматриваются как метаморфизованная толща вулканитов от среднего до основного состава с подчиненным количеством кислых разновидностей, переслаивающихся с пелитовыми осадочными породами и кремнями, а также с согласными (в широком смысле) телами долеритов, габбро и ультрабазитов.

На рис. 1 можно видеть размещение типов пород и общую структуру окна. Линейная структура, интерпретируемая как разлом, делит окно на два блока. Восточный блок состоит из складчатого комплекса, погружающегося на север, а западный блок образован круто падающими на запад линейно вытянутыми пачками, вероятно смятыми в изоклинальные складки. Весь разрез пород прорван послеметаморфическими пологозалегающими пегматитами и аплитами, которые могут быть эквивалентны пегматитам Лондондерри, локализованным в 6,4 км к северу и имеющим возраст 2200—2700 млн. лет.

Район Непиан подвержен эрозии нового цикла, удалившей с поверхности рудника часть ранее существовавшей коры выветривания зрелого латеритизированного профиля. Древняя пенепленизированная поверхность сохраняется близ Кулгарди. В пределах окна Непиан повсеместно встре-


503 С
501 С
499 С
497 С
495 С
493 С
100 В
ГОР. 2
ГОР. 4
ГОР. 5
ГОР. 6
ГОР. 7
100 м
200 м
300 м
400 м
Зона разлома
1
2
3
4

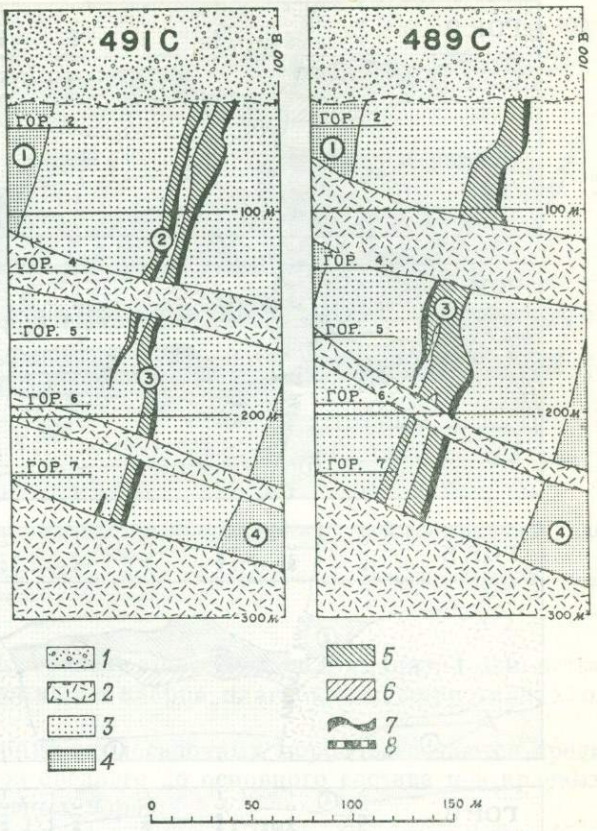


Рис. 2. Поперечные сечения через 60 м, иллюстрирующие представление о геологическом строении месторождения (вид на СЗ).

1 — почвенный слой и образования коры выветривания; *2* — пегматиты и аплиты; *3* — амфиболиты с подчиненными метаосадочными породами; *4* — ультраосновные породы пачек 1 и 4; *5* — серпентиниты: пачка 3 и нижняя часть пачки 2; *6* — ультраосновные породы: верхняя часть пачки 2; *7* — разрабатываемые и детально разведанные руды; *8* — слабо разведанные руды. (Мощность руд на разрезах увеличена вдвое.)

чаются более глубоко эродированные участки, в которых латеритизированная часть разреза удалена, а обнаженные породы имеют относительно невыветрелый облик. Сеть водотоков имеет дендритовый облик, слабо связанный с геологическим строением и с более поздней пенепленизацией, достигшей зрелой стадии.

Геология месторождения

Пачки ультраосновных пород, развитые в окрестностях рудных тел и непосредственно вмещающие их, пронумерованы цифрами 1, 2, 3, 4 с запада на восток. Рудные тела расположены в контактах лежачего бока серпентинитовых пачек 2 и 3. Пачки ультраосновных пород разделены амфиболитами, переслаивающимися с метаосадочными породами. Весь разрез прорван пологозалегающими телами пегматитов и аплитов б"юдцеобразно" формы (рис. 2, 3 и 4).

Литология пород и их взаимоотношения. *Амфиболиты.* Минеральные ассоциации амфиболитов обычно включают роговую обманку, плагиоклаз, куммингтонит, кварц. Можно выделить две группы: 1) метаморфизованные вулканиты от среднего до основного состава: 2) более крупнозернистые метадолериты и метагаббро, характерные для зон лежачего бока рудосодержащих серпентинитов.

Метаосадочные породы. Метаосадочные породы включают ассоциации минералов, которые являются хорошими индикаторами степени метаморфиз-

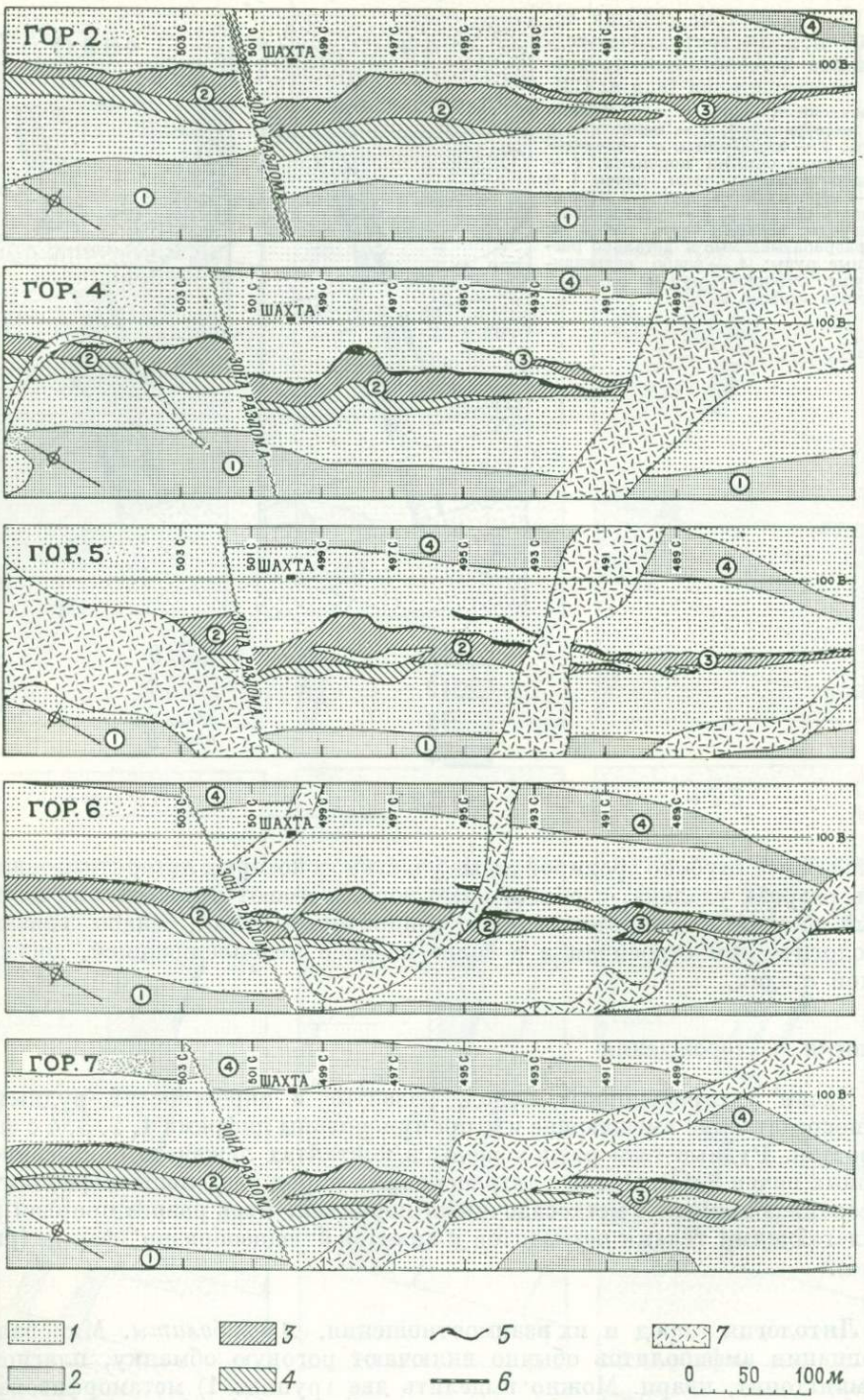


Рис. 3. Погоризонтные рудничные планы, иллюстрирующие представление о геологическом строении месторождения.

1 — амфиболиты с подчиненными метаосадочными породами; *2* — ультраосновные породы пачек 1 и 4; *3* — серпентиниты: пачка 3 и нижняя часть пачки 2; *4*— ультраосновные породы: верхняя часть пачки 2; *5* — разрабатываемые и детально разведанные руды; *6* — слабо разведанные руды; *7* — пегматиты и аплиты.

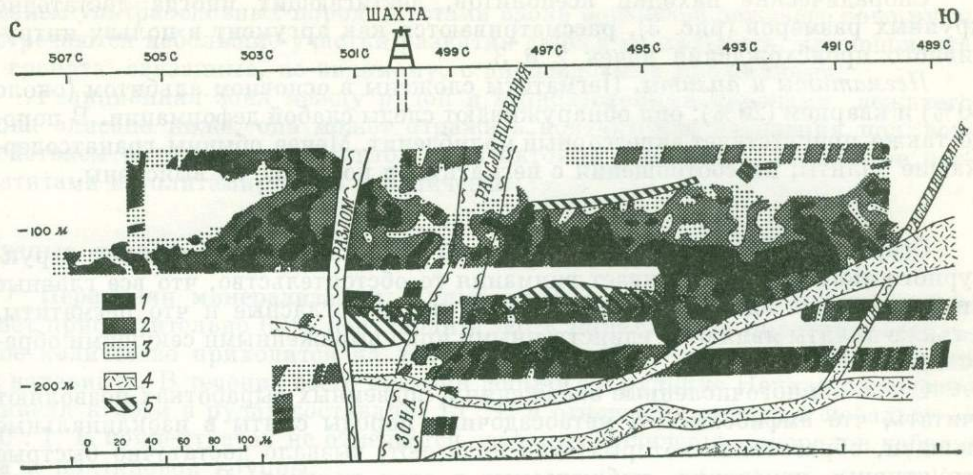


Рис. 4. Размещение руды и эффекты складчатых деформаций в рудной зоне пачки 2 (продольная проекция).

1 — богатые руды; *2* — рентабельные для добычи руды; *3* — забалансовая минерализация; *4* — пегматиты; *5* — зоны, подвергшиеся складчатым деформациям.

ма: биотит, плагиоклаз, кварц, гранат, ставролит, силлиманит. Кремнистые члены включают типичную ассоциацию кварца, плагиоклаза, пирротина, хлорита, кордиерита, анкерита.

Переслаивающиеся горизонты метаосадочных пород встречаются среди метаморфизованных вулканитов среднего до основного состава и в краевых зонах пачек 1 и 4 ультраосновных пород.

Ультраосновные породы. Пачки 1 и 4 имеют мощность около 150 и 45 м соответственно и обычно обнаруживают ассоциацию тремолита, хлорита, клинопироксена с оливином и антигоритом или без них. Среди этих пачек наблюдаются небольшие участки с реликтовой структурой спинифекс; в таких случаях можно видеть метаморфические оливины или диопсидовые клинопироксены, прорастающие указанную структуру. Возможно, что эти пачки представляют собой прежние лавовые потоки или сложные силлы. Пачки 2 и 3 являются сульфидсодержащими серпентинитами и рассматриваются в качестве гипабиссальных силлоподобных перидотитовых интрузивов. Верхняя часть пачки 2 весьма проблематична из-за ее сильного сходства с пачками 1 и 4, вследствие чего возможны два варианта ее интерпретации: 1) она представляет собой нормальный пироксеновый верхний дифференциат силла или лавового потока; 2) две части имеют различный возраст: верхняя генетически связана с пачками 1 и 4, а нижняя часть является более поздним, обогащенным оливином интрузивным телом.

В отличие от пачек 1 и 4, имеющих лишь ограниченное количество серпентина или ретроградную серпентинизацию метаморфических оливинов, пачки 2 и 3 сильно серпентинизированы.

Хотя перекрывающиеся пачки 2 и 3, по-видимому, генетически взаимосвязаны, они пока еще не наблюдались в непосредственном контакте друг с другом в подземных обнажениях. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют о том, что эти пачки непосредственно не соединяются, однако они локализованы в родственных разломах, существовавших до внедрения богатого оливином и обогащенного никелем материала. Первоначальные соотношения были затушеваны наложенным рассланцеванием и ремобилизацией сульфидов.

Спорадические находки ксенолитов, достигающих иногда достаточно крупных размеров (рис. 3), рассматриваются как аргумент в пользу интрузивного происхождения пачек 2 и 3.

Пегматиты и аплиты. Пегматиты сложены в основном альбитом (около 80%) и кварцем (20%); они обнаруживают следы слабой деформации. В породе также присутствует акцессорный молибденит. Менее обычны гранатсодержащие аплиты; их соотношения с пегматитами пока еще не выяснены.

Структура. Существующих обнажений недостаточно для полного структурного анализа. Заслуживает внимания то обстоятельство, что все главные литологические единицы согласные или почти согласные и что пегматиты, а также аплиты являются единственными ярко выраженными секущими образованиями.

Очень немногочисленные обнажения в подземных выработках позволяют считать, что амфиболиты и метаосадочные породы смяты в изоклинальные складки, образование которых, как полагают, вызвало достаточно быстрые структурные изменения, наблюдаемые в этих породах. Вероятно, породы с хорошо развитой линейностью располагаются в крыльях складок, в то время как более массивные породы приурочены к осевым зонам складок.

Контакт рудной зоны с метабазитовыми породами неправильный; он характеризуется наличием депрессионных понижений и куполовидных поднятий и играет важную рудолокализующую роль. Этот «рельеф» был образован в результате воздействия двух проявлений складчатых деформаций: начального с субгоризонтальным направлением напряжений и более позднего с субвертикальным направлением напряжений (рис. 4). Полагают, что первоначальные сульфидные тела во время проявлений складчатых деформаций были достаточно мобильными для перераспределения рудного вещества в благоприятных структурах. Там, где силы складчатых деформаций более позднего субвертикального направления проявились более резко, они вызвали возникновение зон рассланцевания, нарушивших сплошность руды по простиранию.

Имеются две системы разрывных нарушений: 1) субвертикальные разломы северо-восточного простирания, 2) подчиненные субвертикальные разломы и трещины, почти параллельные простиранию серпентинитов и накладывающиеся на пегматиты.

Контакт руды с серпентинитами обычно маркируется зонами рассланцевания, которые отчетливо подчиняются форме сульфидного тела и которые предположительно образовались в результате резкого контраста в компетентности этих образований. Полагают, что они связаны с образованием вышеописанных разломов.

Метаморфизм. Все минеральные ассоциации в породах различного состава (см. выше) указывают на широкое развитие метаморфизма от средней до высокой ступени амфиболитовой фации.

В пачках 1, 4 и в верхней части пачки 2 по имеющимся данным проявилось ретроградное изменение, выразившееся в ограниченной серпентинизации метаморфических оливинов. Вероятно, хотя в этом нет полной уверенности, что повсеместная серпентинизация в пачках 2 и 3 могла бы рассматриваться как результат ретроградного изменения. Во всех других важнейших пачках не наблюдается явных признаков ретроградного изменения.

В амфиболитах, особенно между пачками 1 и 2, обычно присутствуют две генерации секущих диопсидовых прожилков. Их образование можно объяснить кальциевым метасоматозом и отчасти серпентинизацией и изме-

нением ультраосновных пород. Местами вдоль контактов лежачего бока руды встречаются небольшие участки развития диопсида, кальцита, клиноцоизита и граната, связанные, по-видимому, с диопсидовыми прожилками.

Реакционная зона между рудой и метабазитовыми породами лежачего бока описана ниже; она может отражать контактовые изменения под воздействием интрузии перидотитов. Контактовые изменения, вызванные пегматитами и аплитами, очень ограничены.

Рудные тела

Первичная минерализация. Сульфидный компонент рудных тел включает приблизительно 60% пентландита, 20% пирита, 18% пиротина; остальное количество приходится на долю халькопирита, кубанита, маккинавита и валериита. В течение всего времени добычи на руднике Непиан отношение никеля к меди в рудах составляет 15 : 1, а отношение никеля к кобальту — 60 : 1. В концентратах не отмечается заметных количеств минералов кобальта и платиновой группы.

Мощность рудных тел значительно варьирует, составляя в среднем 1,5 м. Невозможно совершенно уверенно представить, что размеры рудных тел превышают 3 м, поскольку на площади отмечаются проявления двух тектонических деформаций, упомянутых ранее.

Приводим типичный поперечный разрез рудной зоны со средней мощностью 1,5 м (снизу вверх):

1. 0,75 м «массивной» руды, включающей приблизительно 60% сульфидов в массе серпентина или оливина с магнетитом — единственным акцессорным минералом;
2. 0,45 м «тройной» рассеянно-вкрапленной руды, содержащей 10—40% сульфидов, более обогащенной магнетитом по сравнению с «массивной» рудой;
3. 0,3 м тонкой рассеянной вкрапленности сульфидов (составляющей приблизительно 5%) в серпентините с довольно обильным магнетитом.

Обычно наблюдается резкая граница между частями 1 и 2 разреза; в некоторых случаях части 2 или 3 (либо обе вместе) могут отсутствовать. Часто край массивных руд, находящийся в контакте с породами лежачего бока, обнаруживает ясную рекристаллизацию и ограниченную ремобилизацию, проявляющуюся в развитии прожилков и рассеянной вкрапленности вдоль контакта и в метабазитовых породах. Халькопирит характеризуется высокой мобильностью. Местами рекристаллизация сульфидов отмечается также в висячем боку этого контакта среди нормальных «массивных» руд.

Сульфидная минерализация ослабевает на северном окончании рудного тела, находящегося в контурах пачки 2, несмотря на значительную мощность вмещающих серпентинитов (рис. 3). На этом фланге рудный горизонт представлен подчиненными сульфидами в силикатной зоне, содержащей тремолит, куммингтонит и антофиллит. Доля серпентинита по отношению к руде в пачке 2 значительно выше, чем в пачке 3. Это объясняется волочением пачки 3 по частично дифференцированному основанию пачки 2 в процессе внедрения. На южном окончании рудного тела, находящегося в контурах пачки 3, зона массивных сульфидов, обогащенных ремобилизованным халькопиритом, связана с метабазитовыми породами; серпентиниты пачки 3 здесь отсутствуют.

Внутри минерализованных зон развиты непромышленные участки, содержащие ассоциацию тремолита, антофиллита, талька, хлорита и флогопита. Они расположены в критических точках «рельефа», образованного депрессионными понижениями и куполовидными поднятиями, и характеризуются

тесными срастаниями силикатов и сульфидов с краевыми зонами ремобилизованных сульфидов.

Между рудными телами и подстилающими метабазитовыми породами существуют реакционные зоны шириной до 0,6 м. Эти зоны характеризуются наличием хлорит-флогопитовых каемок и клиноцоизитовым изменением плагиоклаза, местами переходящего в пренит. Уже упоминалось о присутствии сульфидов, инъецированных непосредственно в лежачий бок.

Супергенные эффекты. Организацией CSIRO был изучен набор образцов из гезенка № 3411 (Е. Никел, личное сообщение), соответствующих интервалу от 56 до 93 м от поверхности. На поверхности в разведочных шурфах была осмотрена железная шляпа рудного тела, приуроченного к пачке 2. Доминирующим супергенным сульфидом является виоларит, встречающийся в двух различных структурных формах, соответствующих замещению им пентландита или пирротина. Представлены также пирит и марказит. Сульфидные тела в целом ведут себя как гигантские электрохимические элементы, причем катодные реакции проходят в верхней обводненной части, а анодные реакции — на некоторой пока еще неизвестной глубине, где-то между 75 и 120 м. Полагают, что полное разрушение сульфидов происходит на глубине в среднем около 30 м.

Интерпретация и генезис

Месторождение Непиан является типичным представителем большинства массивных сульфидных месторождений Западной Австралии, в которых главные рудные зоны локализованы в контактовых частях лежачего бока относительно круто падающих тел серпентинитов.

Авторы рассматривают месторождение как метаморфизованный силлоподобный интрузив перидотитового состава, исходная магма которого под-

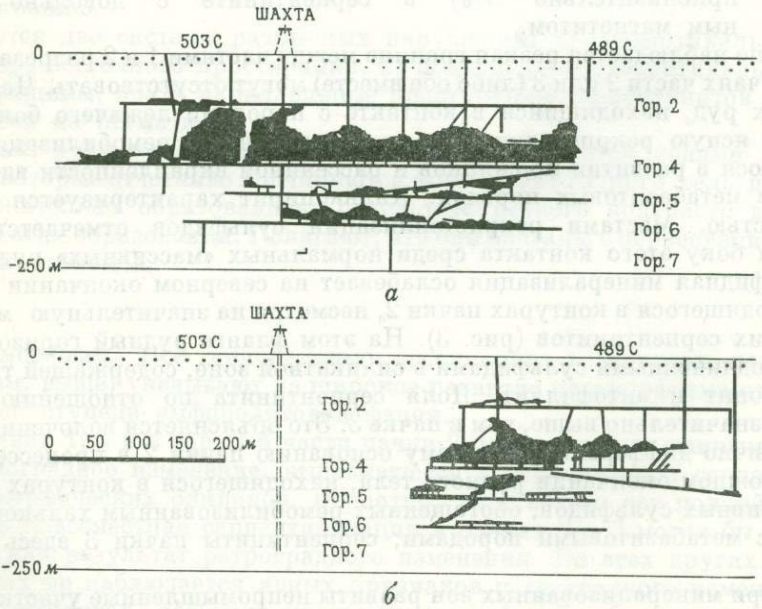


Рис. 5. Изображения никелевого рудника Непиан на продольной вертикальной плоскости по состоянию на май 1973 г.

а — разработка рудного тела пачки 2; *б* — разработка рудного тела пачки 3.

верглась перед внедрением частичной дифференциации. Появление случайных крупных ксенолитов позволяет предполагать, что магма внедрялась по субгоризонтальным трещинам, а не изливалась в виде потоков. Считается, что сульфиды оседали в основании интрузива под действием гравитации подобно тому, как это предполагали Эверс и Хадсон для рудной залежи Ланнон в Камбалде [4].

Более высокая концентрация никелевых сульфидов на южном окончании пачки 2 либо может отражать направление отложения этой пачки, либо быть результатом неровного первичного рельефа нижней поверхности субгоризонтального ложа во время образования указанной пачки.

Разумно полагать, что метаморфизм высокой ступени и изоклинальная складчатость происходили почти одновременно и оказали влияние на современное залегание руды и вмещающих серпентинитов. Считают, что первоначальное субгоризонтальное направление складчатых деформаций проявилось почти в то же время, поскольку оно совпадает с положением осей складок в соседних амфиболитах. Эти складчатые деформации оказали сильное влияние на форму сульфидных тел, а условия, в которых они проявились, вызвали местные рекристаллизацию и ремобилизацию, контролируемые данными деформациями. Из этого следует заключение, что в течение проявления обеих ранее указанных складчатых деформаций сульфиды обнаруживали ограниченную, но достаточную для перемещения в благоприятные структуры мобильность.

Складчатостью и метаморфизмом были затронуты также силикаты, в связи с чем относительно не минерализованные тремолит-антофиллитовые зоны представляют участки, из которых были мобилизованы сульфиды. Возможно, что «тройные руды» представляют собой первоначально богатые рассеянно-вкрапленные образования, в которых под влиянием давления произошло формирование метаморфических структур. Сульфид-клиноцоизит-хлоритовые реакционные зоны, характерные для метабазитов лежачего бока, могли образоваться в течение этой стадии либо представлять собой ранний продукт контактового метаморфизма интрузивов, впоследствии модифицированный. Полагают, что в ходе метаморфизма температура не превышала диапазон поля устойчивости моносульфидного твердого раствора [4, 5], иначе определенно происходила бы более заметная ремобилизация сульфидов. Существующие ассоциации сульфидов, по-видимому, выходят за пределы указанного поля устойчивости; ограниченная гидротермальная активность, связанная с метаморфизмом, обусловила изменение метабазитов лежачего бока и слабую сульфидную минерализацию последних.

В пачке 3 и в нижней части пачки 2 широко проявлена серпентинизация. Поскольку ассоциирующиеся с ними породы изменены в условиях, соответствующих амфиболитовой фации метаморфизма, очевидно, эти сульфидоносные пачки ультрабазитов должны быть послеметаморфическими и, следовательно, послескладчатыми. Это аргументируется тем, что широко распространенная серпентинизация этих пород находится в противоречии с метаморфическими оливинами пачек 1 и 4. Однако имеются другие участки, где серпентинизация оказалась устойчивой к метаморфизму средней до высокой ступени; возможно, что Непиан относится именно к такому участку. Если принять гипотезу о внедрении силлов по субгоризонтальным разломам, то представление о послескладчатом времени формирования пачек 2 и 3 становится неприемлемым.

Список литературы

1. *Sofoulis J.*, Explanatory Notes for Boorabin, W. A., Sheet SH 51-13 1:250 000 series, Geol. Surv. West. Aust., 1963.
2. *Hudson D. R.*, Genesis of Archean ultramafic-associated nickel-iron sulphides at Nepean, Western Australia, Australas. Inst. Min. & Metall., 1973, Annual Conference, 1973.

3. *Groves D., Barrett F.*, Preliminary report on some rocks and ores from Nepean to Metals Exploration N. L., 1972.
4. *Ewers W. E., Hudson D. R.*, An interpretive study of a nickel-iron sulphide ore intersection, Lunnon Shoot, Kambalda, Econ. Geol., 67, 8, 1075—1093, 1972.
5. *Kellerud G.*, The Fe-Ni-S system, Carnegie Inst. Washington, Yearbook 62, 175—189, 1963.
6. *Shewman R. W., Clark L. A.*, Pentlandite phase relations in the Fe-Ni-S system and notes on the mono-sulphide solid solution, Can. J. Earth Sci., 7, 67—85, 1970.

Уиндерра

Дж. Робертс

Общие сведения

В Уиндерре среди архейских пород блока Йилгарн Западно-Австралийского щита находятся два никелевых сульфидных месторождения, расположенные приблизительно в 260 км к север-северо-востоку от Калгурли. Месторождение Маунт-Уиндерра имеет координаты 28°29′ ю. ш. и 122°14′ в. д., а месторождение Саут-Уиндерра локализовано в 15 км южнее.

Субвертикальные рудные линзы на Маунт-Уиндерра имеют преимущественно меридиональное простирание, уплощенную форму и располагаются около складки волочения, занимая сходную стратиграфическую позицию на расстоянии 1520 м по простиранию. Мощности рудных тел варьируют от менее 3 до 18 м, составляя в среднем 5,5 м; максимальная глубина подсечения рудного тела в настоящее время составляет 790 м ниже поверхности. Оконтурено семь главных рудных штоков, варьирующих по длине от 30 до 400 м. Граница распространения руды на глубину еще не определена. Первичные руды связаны с ультрабазитами; они включают обычную пирротин-пентландитовую ассоциацию с подчиненным кобальтистым пиритом, второстепенным халькопиритом и магнетитом.

Рудные линзы Саут-Уиндерра вытянуты на расстояние 1280 м в широтном направлении с падением на юг под углами от 40 до 45°. Руды образуют несколько сложных линз, две из которых являются главными; длина линз достигает 230 м, а ширина изменяется до 25 м. Существенных подсечений руд ниже глубины 300 м не имеется; вся основная масса руд залегает выше глубины 180 м от поверхности. Господствующая ассоциация минералов в первичной руде аналогична указанной для Маунт-Уиндерра, однако здесь также встречаются и другие ассоциации: пентландит-пиритовая, миллерит-пентландит-пирит-пирротиновая и магнетит-миллеритовая.

На обоих месторождениях ниже выщелоченной зоны железной шляпы находится зона супергенных сульфидов; здесь важнейшим рудным минералом является виоларит, входящий в доминирующую виоларит-пиритовую ассоциацию. Основная часть известных в настоящее время запасов руды Саут-Уиндерра относится к супергенному или промежуточному типу.

Запланированный на конец 1974 г. годовой суммарный уровень добычи никеля составляет 16 тыс. т. металла, содержащегося в концентрате. Программа добычи осуществляется объединенным предприятием, включающим компании Poseidon Ltd. и Western Mining Corporation Ltd., причем первая компания является руководителем и исполнителем.

Экономически важные концентрации никелевых сульфидов на Маунт-Уиндерра были выявлены ударным бурением в сентябре 1969 г. Основанием для открытия послужило небольшое, малоприметное обнажение железной

J. B. Roberts, Chief Geologist, Poseidon Ltd.

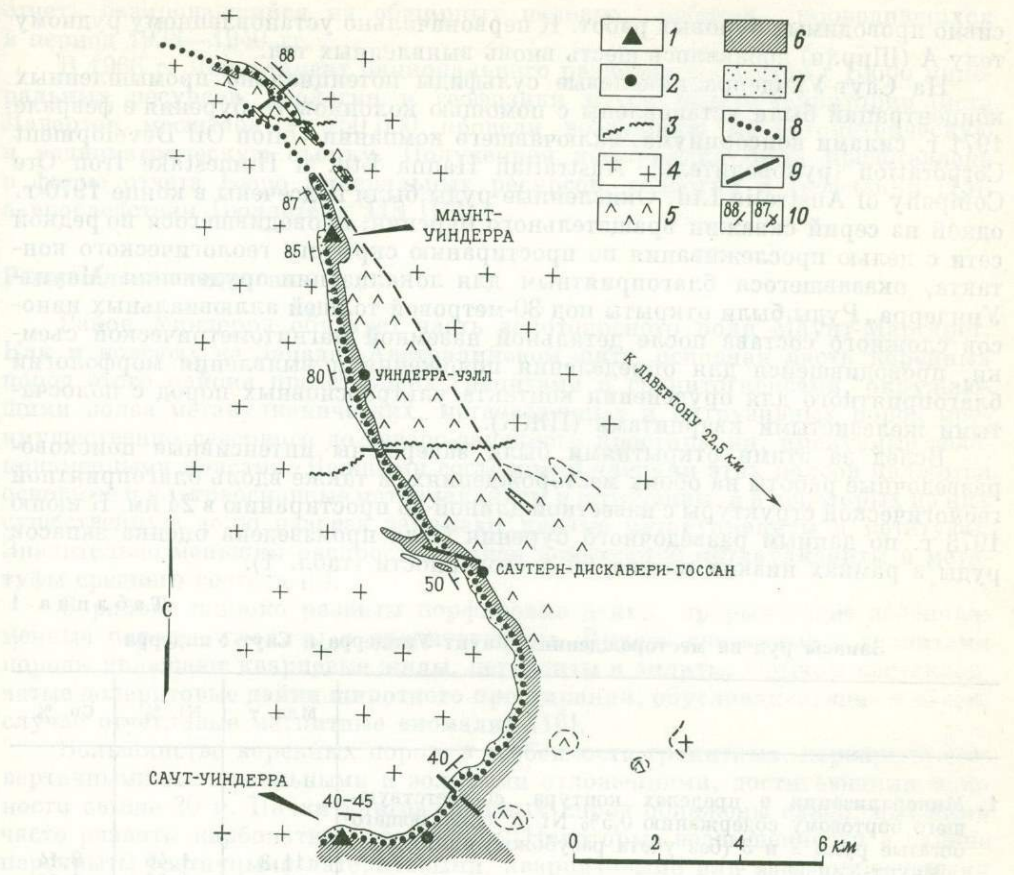


Рис. 1. Геологический план зеленокаменного пояса Уиндерра.

1 — месторождение никеля; *2* — никелевая минерализация; *3* — дайки основного состава; *4* — граниты и гранитогнейсы; *5* — преобладающие метабазальты; *6* — преобладающие ультрабазиты; *7* — полосчатые железистые кварциты (ПЖК); *8* — оси магнитных аномалий; *9* — разрывные нарушения (предполагаемые); *10* — элементы залегания ПЖК.

шляпы с примазками малахита, установленное в начале 1969 г. проспектором Poseidon Ltd. (в то время без обязательств) К. Г. Ширли. Указанный небольшой выход железной шляпы находится в 8 км к югу от Маунт-Уиндерра и представляет лишь исторический интерес, поскольку промышленных концентраций никелевых сульфидов, непосредственно связанных с этой первоначально открытой железной шляпой, не установлено (рис. 1).

Ширли систематически исследовал аэромагнитные аномалии и связанные с ними ультраосновные породы в районе Лавертон. В результате дальнейших изысканий к северу от первоначального открытия были выявлены небольшие выходы пород типа железной шляпы, представляющие собой едва приметное поверхностное выражение того, что в настоящее время составляет рудное тело А (Ширли). Эти выходы были приурочены к контакту плохо обнаженной пачки ультраосновных пород с выступающими в рельефе полосчатыми железистыми кварцитами, обломки которых в изобилии встречались в выходах пород.

Детальные геологическая, геохимическая и геофизическая (методом наземной магнитометрии и вызванной поляризации) съемки, сопровождаемые проходкой поверхностных горных выработок, способствовали как открытию рудной минерализации, так и последующему ее оконтуриванию в ходе интен-

сивно проводимых буровых работ. К первоначально установленному рудному телу А (Ширли) добавилось шесть вновь выявленных тел.

На Саут-Уиндерра никелевые сульфиды потенциально промышленных концентраций были установлены с помощью колонкового бурения в феврале 1971 г. силами консорциума, включавшего компании Union Oil Development Corporation (руководитель), Australian Hanna Ltd. и Homestake Iron Ore Company of Australia Ltd. Окисленные руды были подсечены в конце 1970 г. одной из серий скважин вращательного бурения, проводившегося по редкой сети с целью прослеживания по простиранию скрытого геологического контакта, оказавшегося благоприятным для локализации оруденения Маунт-Уиндерра. Руды были открыты под 30-метровой толщей аллювиальных наносов сложного состава после детальной наземной магнитометрической съемки, проводившейся для определения положения и выявления морфологии благоприятного для оруденения контакта ультраосновных пород с полосчатыми железистыми кварцитами (ПЖК).

Вслед за этими открытиями были завершены интенсивные поисково-разведочные работы на обоих месторождениях, а также вдоль благоприятной геологической структуры с известной длиной по простиранию в 24 км. К июню 1973 г. по данным разведочного бурения была произведена оценка запасов руды в рамках низких категорий достоверности (табл. 1).

Таблица 1

Запасы руд на месторождениях Маунт-Уиндерра и Саут-Уиндерра

	Млн. т	Ni, %	Cu, %
1. Минерализация в пределах контура, соответствующего бортовому содержанию 0,5% Ni и включающего богатые руды 2 и 3 (без учета разубоживания)			
Маунт-Уиндерра [1]	11,3	1,46	0,14
Саут-Уиндерра [2]	10,5	1,26	0,06
2. Руды в пределах контура, соответствующего бортовому содержанию 1% Ni (без учета разубоживания)			
Маунт-Уиндерра [1]	5,4	2,18	0,20
Саут-Уиндерра [2]	3,5	2,02	0,09
3. Возможные для отработки запасы руд, подсчитанные в пределах контура, соответствующего бортовому содержанию 1% Ni, до глубины приблизительно 460 м на Маунт-Уиндерра и до глубины 174 м на Саут-Уиндерра (с учетом потерь при добыче и разубоживания)			
Маунт-Уиндерра [1]	5,7	1,91	0,19
Саунт-Уиндерра [2]	3,2	1,94	0,09

[1] Исключая минерализацию, характеризующуюся незначительной мощностью.
[2] Геологическая оценка.

На ранней стадии экономического развития района важную роль играло золото; здесь эксплуатировалось несколько значительных золоторудных месторождений. Лавертон, небольшой город в 23 км к юго-востоку от Маунт-Уиндерра, пережил в середине 1950-х гг. прекращение золоторудного производства, но обеспечил базу для более поздних поисково-разведочных работ на никель. В 1960-х гг. геологическая информация, имевшаяся в распоряжении поисковых партий, содержалась в бюллетенях Геологической службы и в годовых докладах Горнорудного департамента Западной Австралии. Бюллетень 103]8] включил самый последний и всеобъемлющий геологический

отчет, базировавшийся на обширных полевых работах, проводившихся в период 1938—1940 гг.

В 1966 г. Департамент национального развития совместно с Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики путем облета территории листа Лавертон масштаба 1 : 250 000 провели воздушную магнитометрическую и радиометрическую съемку. Полученная информация была представлена в форме отчета Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики [15], а впоследствии Бюллетеня 118 [16].

Региональная геология

Район Уиндерра образует часть золотоносного поля Маунт-Маргарет. Как и повсюду на Западно-Австралийском щите, основная часть коренных пород этого района представлена гранитами и гранитогнейсами, окружающими пояса метавулканических, метаосадочных и интрузивных пород преимущественно северного до северо-западного простирания, именуемые зеленокаменными поясами. Важными составными членами этих поясов являются основные и ультраосновные метавулканиты и интрузивы, а в некоторых из них существенную долю разреза занимают кислые метавулканиты и метатуфы. Значительно меньшим распространением пользуются метавулканиты и метатуфы среднего состава [8].

В районе широко развиты порфировые дайки, прорывающие зеленокаменные породы, граниты и гранитогнейсы. Другие связанные с гранитами породы включают кварцевые жилы, пегматиты и аплиты. Обычны постскладчатые долеритовые дайки широтного простирания, обусловливающие в общем случае отчетливые магнитные аномалии [16].

Большинство коренных пород, в особенности гранитных, перекрыто четвертичными аллювиальными и эоловыми отложениями, достигающими мощности свыше 30 м. Пачки ультраосновных пород обнажены слабо; над ними часто развиты карбонатные отложения. Некоторые возвышенности в районе перекрыты третичными латеритовыми, кварцитовыми или конгломератовыми шапками.

Зеленокаменный пояс Уиндерра включает метаморфизованные осадочные породы, ультрабазиты и преобладающие основные вулканиты, образующие останцы клиновидной формы среди интрузивных гранитных плутонов. Простирания пород преимущественно северо-западные, однако по горизонту ПЖК прослеживается региональная антиформа в сторону Саут-Уиндерра, где отмечаются широтные простирания (рис. 1). Возможно, что пояс представляет восточную часть ранее существовавшей региональной куполообразной структуры, частично разрушенной вторжением гранитов. Останцы основных и ультраосновных пород прослежены на западе этой куполовидной структуры, причем в одном из таких ксенолитов ультраосновного — основного состава в 8 км к западу от месторождения Саут-Уиндерра компанией Carpentaria Exploration Pty. Ltd. было подсечено небольшое количество никелевых сульфидов.

Стратиграфия. Региональный стратиграфический разрез зеленокаменного пояса Уиндерра приведен в табл. 2.

Структура. *Складчатость.* Зеленокаменные пояса в районе Лавертон смяты в серию антиклинальных и синклинальных (иногда перевернутых) складок север-северо-западного направления [8]. Оси складок погружаются под различными углами на юг, но встречается много локальных обратных падений. Как указывала Дрейк [2], породы зеленокаменных поясов и прилегающие граниты близ их контактов обычно обнаруживают сильную линейность и рассланцованность, причем эти эффекты становятся менее выра-

Таблица 2

Региональный стратиграфический разрез зеленокаменного пояса Уиндерра

Подразделения пород [1]	Мощность, м	Литология
Базальты	Неизвестна (смяты в складки)	Метаморфизованные метабазальтовые лавы, представленные рассланцованными и массивными амфиболитами; включают единичные переслаивающиеся прерывистые линзы ПЖК и ультрабазитов; переслаиваются и пальцеобразно сочленяются с породами залегающего ниже подразделения
Ультрабазиты	$< 20 — > 700$	Метаморфизованные, измененные и лишенные первичных силикатных минералов образования; полностью серпентинизированы и частично стеатитизированы; по данным минералогических и геохимических исследований предполагается первичная неоднородная толща дунитов, перидотитов и пироксенитов; включают подчиненные прерывистые горизонты ПЖК; переслаиваются с породами залегающего ниже подразделения
Полосчатые железистые кварциты (ПЖК)	$< 2—159$	Метаморфизованные (до амфиболитовой фации) карбонатная и сульфидная фации железистых кварцитов, представленные кварц-амфибол-магнетитовыми и кварц-амфибол-сульфидными породами; включают маломощные переслаивающиеся прослои кремней и кластических осадочных пород; последние представлены гранатовыми и биотитовыми сланцами
Ультрабазиты	Неизвестна	Породы имеют сильное сходство с ультрабазитами, описанными выше; почти определенно являются частью единого приповерхностного (субвулканического) интрузивного комплекса; наиболее развиты непосредственно к северо-западу от Саутерн-Дискавери-Госсан (рис. 1), а также наблюдались в керне при бурении на Саут-Уиндерра

[1] До сих пор еще ни одно подразделение пород не поименовано.

женными по мере удаления от границ, что свидетельствует о прямой связи главной структурной деформации с широкомасштабным внедрением гранитов [4, 23].

Структурный анализ зеленокаменного пояса Уиндерра, проведенный Дрейк [2], указывает на наличие двух главных периодов складчатости и третьего периода формирования мелких складок, наблюдаемых в немногочисленных обнажениях. Дрейк обращает внимание на то, что хотя складки в Уиндерре разделены на три группы, все они, возможно, отражают единую деформацию, связанную с интрузией гранитных пород на большой площади.

Складки первого периода встречаются в горизонтах ПЖК; их погружения варьируют от северного под углом 60° до южного под углом 80°. Главной складкой этой группы является правая складка волочения Маунт-Уиндерра, в тесной пространственной связи с которой находятся никелевые руды одноименного месторождения (рис. 3). Большая часть крупных складок в западных горизонтах ПЖК являются декстральными (правыми), в то время как мелкие складки в восточных горизонтах ПЖК к северу от Маунт-Уиндерра (рис. 1) левые и имеют северное погружение. В складчатых ПЖК сильно развита линейность, направление которой, как показала Дрейк [2], параллельно осям складок первого периода. Была отмечена также заметная линей-

ность в гранитных породах Уиндерра-Уэлл, параллельная оси складки первого периода, и высказано предположение, что это вообще характерно для гранитных пород, расположенных вдоль пояса. В основных и гранитных породах на площади Маунт-Уиндерра наблюдается хорошо развитая рассланцованность, которая, как это также показала Дрейк, субпараллельна осевым плоскостям складок первого периода в ПЖК, что подтверждает связь этой рассланцованности с кливажом осевой плоскости. Слоистость в главной пачке ПЖК и контакт ПЖК с пачкой ультраосновных пород падают на юг под углами 40—45° в Саут-Уиндерра, на северо-восток под углом 50° — в Саутерн-Дискавери-Госсан, круто на восток, вертикально и круто на запад (перевернутое залегание) — в Маунт-Уиндерра (рис. 1).

Складчатость второго периода характеризуется смятием осевой плоскости рассланцевания, возникающим при формировании складок первой группы в сланцах основного состава [2]. К востоку от Маунт-Уиндерра зафиксированы декстральные (правые) складки северо-западного погружения, а к югу от Уиндерра-Уэлл — синистральные (левые) складки юго-восточного погружения. Линейность в этих породах обычно параллельна осям складок, а осевые плоскости складок второй группы имеют северное простирание и круто падают на восток или запад.

Можно представить некую формальную ось между участками господствующих к западу декстральных складок и господствующих к востоку синистральных складок; эта ось будет проходить приблизительно через центр пояса [2, 11].

Выделенная Дрейк складчатость третьего периода проявляется в виде мелких, дисгармоничных, поликлинальных и сопряженных складок в ПЖК с круто погружающимися осями и осевыми плоскостями; как полагает Дрейк, эти складки могут отражать обстановку хрупкой деформации, которая близка к полному прекращению дислокаций.

В ПЖК Дрейк [2] замерила крупную систему трещин, перпендикулярную полосчатости.

Бесспорных данных относительно положения лицевых стратиграфических поверхностей в поясе Уиндерра не имеется. Структурные данные в большей степени свидетельствуют об обращении фасов на северо-восток в главной (западной) пачке ПЖК, которая поэтому является нижним членом существующего разреза зеленокаменных толщ. Автор предпочитает такую интерпретацию и придерживается ее в настоящей работе.

Дизъюнктивная тектоника. На листе Лавертон масштаба 1 : 250 000 региональных разломов не откартировано, хотя отдельные исследователи [16] по аэромагнитным данным наметили три разлома восточного направления. В районе встречаются мелкие разрывные нарушения разнообразной ориентировки.

В зеленокаменном поясе Уиндерра наблюдаемые в обнажениях широтные, северо-восточные и северо-западные смещения пластов ПЖК интерпретируются как разрывные нарушения. Линейный восточный контакт между метабазальтами и гранитогнейсами, а также северный обрез главной пачки ПЖК контролируются, как объясняют, разломами, однако прямых свидетельств этих дизъюнктивных структур не обнаружено.

Метаморфизм. Хобсон и Майлс [8] пришли к заключению, что для золотоносного поля Маунт-Маргарет характерен региональный метаморфизм низкой до средней ступени зеленосланцевой фации. Породы амфиболитовой фации и редко встречающиеся породы гранулитовой фации находятся на площадях развития контактового, а также регионального метаморфизма. В ультраосновных породах обычны гидротермальные и метасоматические изменения, включающие серпентинизацию, стеатитизацию и карбонатизацию. Ретроградные модификации более присущи породам амфиболитовой фации.

Минеральные ассоциации метаосадочных и метабазитовых пород зеленокаменного пояса Уиндерра указывают на степень метаморфизма в пределах амфиболитовой фации [19, 2]. Дрейк [2] доказывает, что степень метаморфизма повысилась от более типичной зеленосланцевой фации за счет термального воздействия окружающей гранитной интрузии; однако породы могут рассматриваться, по-видимому, и как образования, испытавшие региональный метаморфизм амфиболитовой фации.

Месторождение Маунт-Уиндерра

Стратиграфия. Детальный стратиграфический разрез показан на рис. 2 и 3. Никелевые сульфиды ассоциируются с силлоподобным ультраосновным

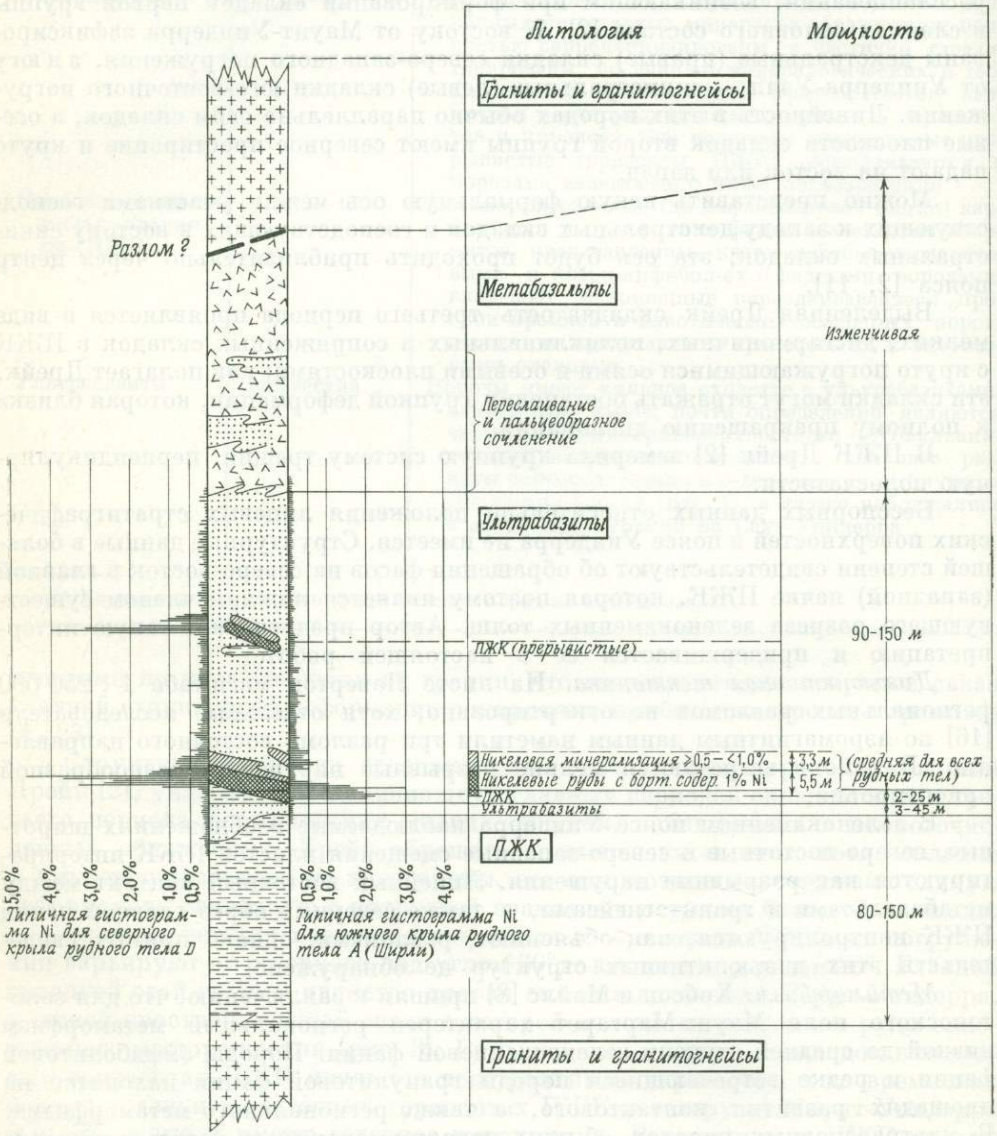


Рис. 2. Стратиграфический разрез на месторождении Маунт-Уиндерра.

Интрузивы основного состава и интрузивы фельзитовых порфиров не изображены. Мощность дана с поправкой на ее завышение в результате складчатости.

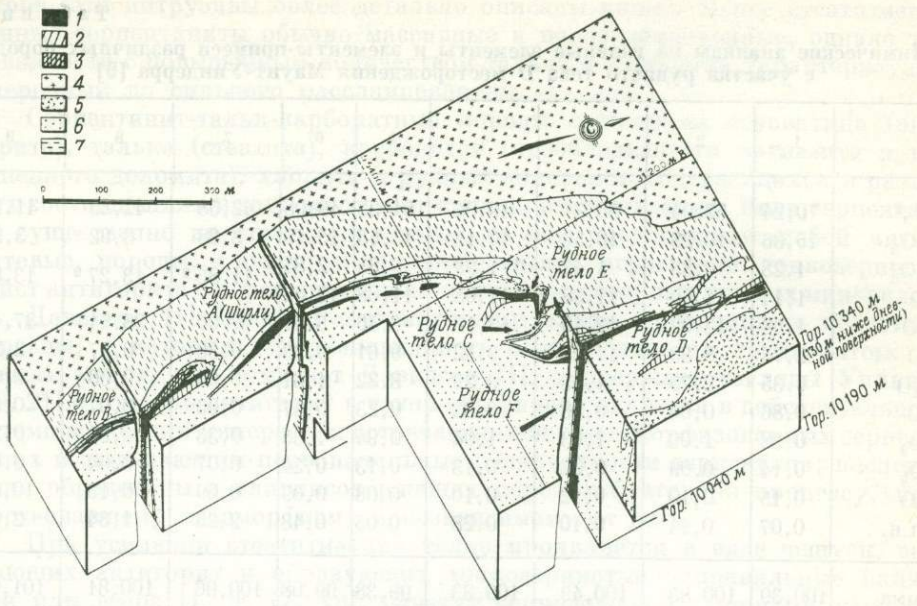


Рис. 3. Блок-диаграмма месторождения Маунт-Уиндерра, построенная в изометрической проекции.

1 — никелевые сульфидные руды; *2* — интрузивы основного состава; *3* — интрузивы фельзитовых порфиров; *4* — граниты и гранитогнейсы; *5* — метабазальты; *6* — породы ультраосновного состава; *7* — полосчатые железистые кварциты (ПЖК).

телом, залегающим, очевидно, согласно между метаосадочными породами (ПЖК) на западе и метабазальтами на востоке. Указанные подстилающие и особенно перекрывающие основные породы переслаиваются и пальцеобразно сочленяются с ультрабазитами. Главное ультрабазитовое тело варьирует по мощности от 90 до 150 м, которая на участке складки волочения Маунт-Уиндерра достигает благодаря интенсивной складчатости 550 м.

Метабазальты. Эти породы включают сланцеватые и массивные темно-зеленые амфиболиты. Зерна по размеру варьируют от мелких до крупных при преобладании средних. Микроскопическое изучение показывает, что основные породы состоят из роговой обманки (реже актинолита), кварца и плагиоклаза в различных соотношениях с акцессорными хлоритом, карбонатом, сфеном, гранатом, рудными минералами и биотитом. Плагиоклаз повсеместно серицитизирован и часто изменен до эпидота или клиноцоизита. Некоторые богатые биотитом разновидности могут отражать более средний первоначальный состав породы.

Доминируют, по-видимому, амфиболиты с составом толеитовых базальтов. Однако выполнено лишь весьма ограниченное число анализов основных пород, несмотря на то что они представляют большой интерес [9]. Метабазальты в колонках 2, 3, 4 (табл. 3) [9] обогащены Mg и содержат нормативный оливин. Как подчеркивал Лихи [9], эти породы сравнимы с другими архейскими базальтами, обогащенными Mg [7]; однако в отличие от последних они содержат больше железа, калия и титана и меньше кальция. Метабазальты в колонке 6 [9] содержат нормативный кварц и являются метаморфизованными кварцевыми толеитами. Проведенное исследование элементов-примесей [9] также подтвердило изверженную природу этих основных пород.

В окрестностях рудного тела D к северу от складки волочения Маунт-Уиндерра обогащенные Mg метабазальты, проанализированные Лихи [9], имеют тесную пространственную связь с ультрабазитами Уиндерра. В ряде

Таблица 3

Химические анализы на главные элементы и элементы-примеси различных пород с участка рудного тела D месторождения Маунт-Уиндерра [9]

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2[1]	70,24	52,94	50,21	49,04	51,22	49,08	42,58	42,25	41,14
Al_2O_3	15,36	10,28	10,56	10,13	13,63	15,19	3,28	3,92	3,91
Fe_2O_3	1,28	0,83	1,42	1,99	0,83	2,85	11,85[2]	13,27[2]	13,86[2]
FeO	1,14	11,60	11,38	11,08	11,08	12,42			
MgO	1,68	12,02	12,40	13,10	8,36	5,67	40,06	38,64	37,41
CaO	2,74	8,33	11,28	9,32	9,61	9,33	0,36	0,37	2,27
Na_2O	6,35	2,75	1,53	3,29	3,22	1,61	0,03	0,00	0,00
K_2O	0,86	0,66	0,38	0,83	0,23	0,47	0,06	0,07	0,08
TiO_2	0,38	1,09	1,03	1,04	0,94	1,65	0,33	0,25	0,25
P_2O_5	0,14	0,09	0,08	0,13	0,13	0,24	0,07	0,04	0,04
MnO	0,15	0,10	0,12	0,10	0,08	0,09	0,09	0,16	0,08
П.п.п.	0,07	0,14	0,10	0,28	0,05	0,48	2,25	1,84	2,01
Сумма	100,39	100,83	100,49	100,33	99,38	99,08	100,96	100,81	101,05
V	—	253	258	258	321	345	35	28	37
Cr	—	856	972	888	247	155	3596	3304	3538
Zn	153	74	69	70	49	117	5	н/о	10
Y	н/о	22	24	24	23	36	5	5	4

[1] Главные окислы даны в %; V, Cr, Zr, Y – в млн$^{-1}$.
[2] Железо рассчитано в виде Fe_2O_3.
1. Фельзитовый порфир. 2. Массивный амфиболит (оливиновый метабазальт). 3. Рассланцованный амфиболит (оливиновый метабазальт). 4. Рассланцованный амфиболит (оливиновый метабазальт). 5. Массивный амфиболит (оливиновый метадолерит). 6. Рассланцованный амфиболит (кварц-толеитовый метабазальт). 7. Тальк-карбонатный серпентинит. 8. Тальк-карбонатный серпентинит. 9. Тальк-карбонатный серпентинит.

работ [7, 21] рассмотрены подобные архейские метабазальты из различных пунктов Восточного Голдфилдса; при сравнении их с базальтовыми «коматитами» Африки высказано предположение о генетической связи обогащенных Mg базальтов с линзами ультрабазитов в типичных архейских разрезах зеленокаменных толщ Западной Австралии. Авторы этих работ сомневаются в существовании общей магматической связи между обогащенными Mg базальтами и бедными Mg толеитовыми базальтами. Окончательных данных в этом отношении на площади Уиндерра недостаточно, однако представляется существенным присутствие обогащенных Mg метабазальтов по крайней мере к северу от складки волочения Маунт-Уиндерра.

Ультрабазиты. Ультраосновные породы метаморфизованы, испытали метасоматические преобразования и не содержат первичных минералов. Они сложены преобладающей серпентинит-тальк-карбонатной массой с характерной ассоциацией талька, хлорита и карбоната, преобладающей в западном безникелевом ультрабазитовом «коридоре» (рис. 3). На контактах ультраосновных и метаосадочных пород находится ассоциация биотита, хлорита, актинолита и тремолита, слагающая, вероятно, «контактово-реакционную» зону и связанная с резким различием составов указанных пород [1, 9, 19]. Подобные «контактово-реакционные» ассоциации встречаются также на контактах ультраосновных пород с интрузивами долеритов и фельзитовых пор-

фиров (эти интрузивы более детально описаны ниже). Менее стеатитизированные серпентиниты обычно массивные и нерассланцованные, однако разновидности с повышенным количеством талька и карбоната характеризуются умеренным до сильного рассланцеванием.

Серпентинит-тальк-карбонатные породы состоят из серпентина (антигорита), талька (стеатита), карбонатов (преобладающего магнезита и подчиненного доломита), хлорита и рудных минералов, содержащихся в различных соотношениях в зависимости от степени стеатитизации. Если серпентиниты существенно не стеатитизированы, то они представляют собой антигоритовые породы, сложенные веерообразными агрегатами тонкозернистых лейст антигорита с переменным количеством акцессорных рудных минералов.

Давидсон [1] сообщил о присутствии альфа-серпентина и представил образцы, в которых эта разновидность была подавлена антигоритом. Эти данные могут, как отмечает Давидсон [1], поддержать взгляды Уильямса [20, 21] о том, что антигорит в такой обстановке является в действительности метаморфическим минералом, встречающимся в метаморфизованных серпентинитах и замещающим первоначальные разновидности серпентина; последние были образованы в оливинсодержащих породах благодаря процессу, предшествовавшему метаморфизму и независимому от него.

При усилении стеатитизации тальк проявляется в виде чешуек, замещающих антигорит и образующих тонкозернистые неправильные включения или веера [1, 9, 17, 19]. Стеатит сопровождается зернами карбоната и реже тонкозернистым хлоритом. Полная стеатитизация выражается в образовании тальк-карбонатной породы, которая может встречаться в виде полос шириной от 15 см до нескольких метров.

Жилы, ассоциирующиеся с ультрабазитами, могут быть описаны следующим образом:

1. Тальковые жилы, встречающиеся относительно редко и присутствующие в виде полос от 15 см до менее чем 1 м шириной. Лихи [9] описывает «тальковые шнурковые жилки» до 0,3 мм в поперечнике, содержащие до 50% карбоната и характеризующиеся ростом талька субнормально стенкам жилок; он считает, что эти образования представляют собой стеатитизированные асбестовые прожилки.

2. Тальк-карбонатные прожилки до 1,5 см в поперечнике, местами обнаруживающие зональную структуру; центральная часть, сложенная карбонатными зернами, окаймляется тальковой или хлоритовой зоной [9].

3. Карбонатные жилы, обычно параллельные рассланцеванию и имеющие мощность до 4 мм. Установлены магнезит, доломит, кальцит и анкерит [1, 9].

Среди ультрабазитов нередко встречаются тонко- до среднезернистых актинолит-тремолитовые и хлоритовые сланцы, содержащие небольшие количества талька, карбоната и рудных минералов. Относительные количества амфибола и хлорита заметно варьируют. Хлорит может преобладать вплоть до исчезновения амфибола, образуя зерна длиной до 0,5 мм и, как это видно в единичных случаях, замещая тремолит [9].

Количество рудных минералов в ультрабазитах изменяется от 1 до свыше 25%. Наиболее распространенным является магнетит, а несколько менее распространенным — пирит. Хромит обычен, но он встречается лишь в ядрах магнетитовых зерен. В серпентинит-тальк-карбонатных породах над рудной зоной крыла рудного тела D установлены миллерит и маухерит [19]; другие рудные минералы встречаются как в пределах, так и вне рудных зон. Рудные минералы детально рассматриваются далее, однако здесь следует отметить, что ультрабазиты являются наиболее важными образованиями, вмещающими руду, основная масса которой находится на контакте или близ контакта толщи ультрабазитов с тонким, но выдержанным горизонтом переслаивающихся

ПЖК. Этот горизонт находится поблизости, но отделен от главной пачки ПЖК (рис. 2 и 3).

В отдельных частях ультрабазитов агрегаты антигорита напоминают псевдоморфозы по зернам оливина, а некоторые из них напоминают баститовые псевдоморфозы по ортопироксену. В результате изучения таких структур [1, 17] можно было предположить, что исходные породы соответствовали дунитам, перидотитам и пироксенитам. Исследования Давидсона подтверждали, что центральная западная (нижняя) зона толщи характеризуется большей долей ультрабазитов и сложным тонким переслаиванием первоначальных пород. Однако попытки произвести стратиграфо-литологическое расчленение ультрабазитовой толщи оказались безуспешными.

Ультраосновные породы были проанализированы Лихи [9] и Уэтчманом [17]; результаты анализов первого исследователя представлены в колонках 7, 8 и 9 табл. 3. Считают, что два анализа серпентинита с низким содержанием кальция соответствуют метадунитам, а третий — матаперидотиту. По заключению Лихи [9], метадуниты находятся возле богатых руд залежи D, а по мнению Уэтчмана [17], изучавшего псевдоморфозы по возможно первичным силикатам, дуниты были, по-видимому, исходными породами рудного тела А (Ширли).

Имеющиеся к настоящему времени результаты минералогических и химических исследований, вероятно, наилучшим образом могут быть сведены к следующему: ультрабазитовый комплекс отчетливо негомогенный и, как считают, мог представлять собой первоначальное, обогащенное оливином, центральное западное ядро в существенно пироксеновом окружении [7, 9]. В пределах такого широкого диапазона состава разрез ультрабазитов мог быть сложен большим количеством более тонких горизонтов. Давидсон [1] сообщил о возможном наличии структур спинифекс в породах тела ультрабазитов.

Автор отдает предпочтение гипотезе малоглубинного (близповерхностного, субвулканического) интрузивного механизма формирования ультрабазитов. Такой механизм позволяет предполагать близ поверхностное внедрение или серию внедрений между слоями осадочных пород и перекрывающими базальтами (местами обогащенными Mg, преимущественно толеитовыми).

Полосчатые железистые кварциты (ПЖК). Дополнительно к главному (западному) полю развития ПЖК на Маунт-Уиндерра в составе тела ультрабазитов имеются по крайней мере два тонких горизонта ПЖК (рис. 2 и 3). Нижний из этих переслаивающихся горизонтов прослеживается фактически по всему известному рудному участку, располагаясь на расстоянии от 3 до 45 м к востоку от главной метаосадочной толщи. Основная масса известных руд находится на или близ восточного контакта этого нижнего прослоя-горизонта ПЖК; часть руды залегает непосредственно в данном горизонте. Остальное небольшое количество руды преимущественно связано со вторым линзующимся горизонтом (или горизонтами) ПЖК, локализованным далее на восток, т. е. стратиграфически выше в разрезе преобладающих ультрабазитов.

ПЖК в Маунт-Уиндерра изучались многими исследователями [2, 9, 17, 19], но наиболее всесторонне макроскопическое, микроскопическое и химическое описания приведены в работе Дрейк [2]. По заключению этого автора, рассматриваемые метаморфические породы могут быть разделены на чистую и смешанную карбонатную и сульфидную фации ПЖК, гранатовые сланцы и биотитовые сланцы; первоначально они представляли полосчатые кремне-сидеритовые, кремне-сидерит-пиритовые, кремне-пиритовые и массивные пиритовые породы с подчиненными переслаивающимися пелитовыми горизонтами.

Кварцитовые полосчатые гнейсы, включающие варьирующие относительные количества кварц-грюнерит-магнетитовых, кварц-актинолит-магнетитовых, кварц-грюнерит-актинолит-магнетитовых и кварц-клинопироксено-

вых пород с подчиненным пиритом (в меньшей степени с пирротином и халькопиритом) и карбонатом (доломитом или сидеритом), рассматриваются в качестве представителей карбонатной фации. Несмотря на то что эти ассоциации могут представлять окисную, силикатную или карбонатную фации ПЖК, Дрейк отдает предпочтение последней по химическим соображениям, а также вследствие тесной связи этой фации с прилегающими породами сульфидной фации. Полосчатые гнейсы этой группы непрерывно обнажаются вдоль всего выхода ПЖК.

Породы сульфидной фации представлены тонкими полосами затронутых окислением сульфидных руд, которые встречаются вдоль контакта ультрабазитов с ПЖК, а также далее на запад ожелезненными кварцитами, формирующими выступающие сглаженные обнажения. В железной шляпе развит массивный грубозернистый пирит с подчиненными пирротином, кварцем и актинолитом; она характеризуется низкими концентрациями никеля и меди; ниже верхней пиритовой зоны располагаются кварц-пиритовые, кварц-актинолит-пиритовые и кварц-грюнерит-пиритовые породы со спорадическими пропластками пирита. Эти ассоциации переслаиваются с биотитовыми сланцами и постепенно переходят к западу в породы карбонатной фации, гранатовые и биотитовые сланцы [2].

Интересно отметить, что ПЖК на площади месторождения Маунт-Уиндерра более железистые, чем где бы то ни было, а их выходы на поверхность местами имеют облик железной шляпы. Это обусловлено аномально высокими содержаниями сульфидов, включающих по крайней мере 5% пирротина, пирита и немного халькопирита; для сравнения укажем, что к югу в Уиндерра-Уэлл полосчатые породы содержат менее 1% сульфидов.

Небольшие пропластки кластических осадочных пород в составе ПЖК были метаморфизованы в гранатовые и биотитовые сланцы; однако Дрейк [2], основываясь на структурных, минералогических и химических различиях, пришла к выводу, что эти образования имеют различное происхождение.

Литология восточных горизонтов ПЖК, находящихся в составе комплекса ультрабазитов, обсуждается в других местах.

Интрузивные породы. Кислые интрузивные породы. Гранитные породы встречаются к востоку и западу от разреза зеленокаменных толщ; обнажены они слабо. Восточные граниты представляют собой сильно рассланцованные с выраженной линейностью кварц-андезин-биотитовые гранитогнейсы с подчиненными микроклином, роговой обманкой, мусковитом и хлоритом, соответствующие преимущественно гранодиориту. Западные граниты представлены сильно линейчатыми, но слабо рассланцованными адамеллитовыми порфировыми кварц-микроклин-андезин-биотитовыми гранитами, содержащими обычно меньше биотита по сравнению с восточными гранодиоритами [2, 19].

Дайки и линзы фельзитовых порфиров прорывают весь разрез, однако почти не нарушают сплошности руды, за исключением рудного тела В, где они обладают более высокой плотностью. Типичная ассоциация минералов включает вкрапленники плагиоклаза, заключенные в тонкозернистой равномерной кварц-полевошпатовой основной массе [9, 17, 19]. Уиттл [19] уверенно заявлял о преобладании вкрапленников плагиоклаза андезинового состава, находящихся в тонкозернистой кварц-андезиновой (временами с подчиненным калиевым полевым шпатом) основной массе, в то время как Лихи [9] и Уэтчман [17] в других образцах порфиров наблюдали соответственно альбитовые (с подчиненным олигоклазом) и олигоклазовые вкрапленники. Уиттл [19] наблюдал тонкозернистые аплитовые фазы гранодиоритового состава, а Лихи [9] отмечал наличие полевошпатовых прожилков шириной до 1 см, сложенных, по-видимому, альбитом.

Акцессорные минералы порфиров включают биотит, актинолит, хлорит, апатит и иногда сульфиды; присутствие и количество некоторых из этих минералов являются, возможно, функцией степени контаминации боковых пород в ходе интрузии. Порфиры были в различной степени подвержены стрессу и влиянию метаморфизма.

Несколько порфировых даек интрудируют западные граниты, однако пространственные и минералогические соотношения между гранитными породами и порфирами свидетельствуют об их когенетичности.

Фельзитовые порфиры Маунт-Уиндерра были проанализированы Лихи [9] на главные окислы и элементы-примеси; результаты анализов представлены в колонеке 1 табл. 3.

Интрузивные породы основного состава. Рой частично согласных, частично секущих даек основного состава рассекает метабазальты, ультрабазиты, ПЖК и массив западных гранитов. Там, где видны хотя бы частичные секущие взаимоотношения даек, они оказываются параллельными горизонтальному сечению осевой плоскости складчатых структур Маунт-Уиндерра. Дайки этой группы также интрудируют руды, особенно на участках рудных тел D и E, нарушая сплошность последних(рис. 3).

Эти породы представлены главным образом зелеными тонко- до среднезернистых амфиболитами и рассматриваются как метаморфизованные (до амфиболитовой фации) натриевые долериты. Они состоят из роговой обманки, тонкозернистого плагиоклаза (андезина и альбита) с акцессорными кварцем, сфеном, эпидотом и магнетитом. Амфибол в общем случае отчетливо натриевый, андезин обычно изменен до эпидота или тонкозернистого клиноцоизита и серицита [19].

Проведенный Лихи [9] химический анализ породы с нормативным пересчетом его по методу C.I.P.W. показал толеитовый состав для одного из таких интрузивов; наиболее удачно порода может быть определена как метаморфизованный оливиновый долерит (табл. 3, колонка 5).

Структура. Главной структурой на участке месторождения Маунт-Уиндерра является одноименная складка волочения; расположение руды проявляет тесные пространственные связи с этой структурой и осложняющими ее складками более высокого порядка (рис. 3). Складка декстральная, имеет амплитуду 225 м, длину 150 м, является самой крупной и откартирована как структура первого периода складчатости [2]. Осложняющие мелкие складки погружаются на север под углами от 70 до 80° близ рудного тела A (Ширли), вертикально и на юг под углом до 80° в замке основной складки и на север под углом 80° севернее рудного тела D. Таким образом, погружения складок крутые, что отражается также и на расположении руд. Простирания пород преимущественно северные, за исключением участка замка основной складки; осложняющие складки местами слегка опрокинуты на восток, что придает породам крутые западные и вертикальные и крутые восточные падения. Рудные зоны падают согласно в этих направлениях, отклоняясь, однако, к востоку вследствие складчатости и (или) разрывных нарушений. По определению Дрейк [2], складки первого периода являются цилиндроидальными с уплощенной концентрической формой, т. е. пласты пород имеют увеличенную мощность в замковых частях и уменьшенную — на крыльях.

Рассланцевание наблюдается на западном контакте главной пачки ПЖК с гранитогнейсами и близ него, а также в зоне складок волочения; керн скважин свидетельствует, что базальные части перекрывающих метабазальтов могут быть рассланцованы на контакте с ультраосновными породами или возле него. Рассланцевание также наблюдается на или близ контактов ультрабазитовых сланцев с более компетентными ПЖК. Повсеместно упоминается трещиноватость.

Рудная залежь. *Морфология.* Руды формируют уплощенные, местами смятые, почти вертикальные линзы, частично соединяющиеся зонами убогой минерализации. Из семи рудных тел, оконтуренных к настоящему времени и обозначенных как рудные тела A (Ширли), B, C, D, E, F и DEO (Deep Eastern Ore)[1], все, кроме линзы F, рассматриваются в качестве образований единого стратиграфического горизонта (рис. 3). (Рудное тело DEO не показано на рис. 3; оно залегает глубже, находясь в замковой части складки Маунт-Уиндерра.)

Мощность богатых руд варьирует от менее чем 3 до 18 м, составляя в среднем 5,5 м, а длина рудных тел изменяется от 30 до 400 м. В ультраосновных породах, непосредственно примыкающих и находящихся восточнее относительно богатых руд, часто встречается сравнительно бедная рассеянно-вкрапленная минерализация (рис. 2). В большей части рудного тела A (Ширли) участки сравнительно бедной и богатой минерализации разделены безрудными ультрабазитами. В зоне замка главной складчатой структуры руда смята в складки (рис. 3).

Минералогия и типы первичных руд. Первичные руды представлены массивным, брекчиевым и рассеянно-вкрапленным сульфидно-окисными типами; наиболее распространенными являются рассеянно-вкрапленные руды (гораздо реже матриксные, т. е. цементные, руды). Менее распространенными типами являются руды ПЖК и секущие рудные прожилки. Главная масса руд находится на контакте ультрабазитов с нижним маломощным горизонтом ПЖК к востоку от главной пачки ПЖК; остальная часть руд (горизонт рудного тела F) залегает с перерывами вдоль другого, прерывистого горизонта метаосадочных пород, занимающего более высокое положение в разрезе ультрабазитовой толщи (рис. 2 и 3).

Рассеянно-вкрапленные руды. Наиболее обычными являются рассеянно-вкрапленные руды, содержащие от 5 до 70 % сульфидных зерен, образующих линейно-вытянутые или менее ориентированные текстуры в ультраосновной жильной массе. В среднем сульфиды составляют 15—25 % объема ультраосновной вмещающей породы. По одному из профилей содержание никеля изменяется от 4 до 5 %, однако в ограниченном участке рудного тела D содержание этого металла достигает 14 %. В общем случае максимальные содержания металлов и наивысшие концентрации сульфидов находятся в 5—10 м выше контакта руды с подстилающими ПЖК (рис. 2). Литологический состав преобладающего ультраосновного матрикса руды представлен серпентинит-тальк-карбонатными и тальк-карбонатными породами; непосредственно под главными рудными зонами фиксируются более хлоритовые и (или) тремолитовые образования.

Руды включают никельсодержащий пирротин и пентландит, находящиеся приблизительно в равных количествах, и небольшие количества кобальтоносного пирита, халькопирита и магнетита. В подчиненных количествах могут присутствовать, кроме того, ильменит и хромит (как центральные части зерен магнетита), а также ламелли маккинавита в халькопирите, образующие структуры распада твердого раствора [19]. Пирротин встречается в виде полигональных агрегатов и обнаруживает признаки рекристаллизации [9], что особенно характерно для массивных и брекчиевых руд, описываемых ниже. Среди рассеянно-вкрапленных руд в редких случаях наблюдаются структуры закаливания и деформаций. Размеры сульфидных зерен исключительно изменчивы, но обычно находятся в интервале 0,01—0,75 мм, а размеры зерен магнетита укладываются в диапазон 0,05—0,4 мм [19]. Более мелкие зерна сульфидов реимущественно мономинеральны и угловаты и часто встречаются по плоскостям кливажа сили-

[1] Глубокозалегающая восточная руда.— *Прим. перев.*

катов, в то время как более крупные зерна обычно полиминеральные и представляют собой сложные агрегаты неправильной формы [19]. Последовательность рекристаллизации сульфидов стирается или искажается ростом талька и хлорита; сульфидные агрегаты замещаются антигоритом; карбонат замещает сульфиды, изменяет их структуру и местами, по-видимому, вызывает их концентрацию, увеличивающуюся до 30 % от общей массы и возникающую вдали от магнетита [9,19].

Для ультраосновных пород характерны жильные минералы; они варьируют по размерам зерен, по форме и степени кристалличности [19]. Дополнительно к агрегатам обычно мелких лейстообразных кристаллов антигоритов широко развит тальк, проявляющийся, как правило, в виде мелких пилотакситовых вростков, а иногда в виде достаточно хорошо кристаллически оформленных образований. Обычен хлорит, который встречается в виде перекрещивающихся чешуек умеренных размеров, сопоставимых по величине с рассеянно-вкрапленными сульфидами. Амфиболы, как правило, более крупнозернистые, имеют игольчатую форму и параллельную ориентировку. Карбонаты, если они образуют рассеянную вкрапленность, тонкозернисты, но на участках их концентрации обнаруживают увеличение размера зерен [19].

Массивные сульфидные руды. Этот менее распространенный тип руд встречается в основании ультрабазитов близ их контакта с маломощной пачкой метаосадочных пород. Руды сложены полностью или почти полностью сульфидами. Господствующей сульфидной фазой является пирротин; в меньших и варьирующих количествах присутствует пирит, пентландит и халькопирит; окислы являются редкими минералами. Отношение пирротина к пентландиту выше, чем в рассеянно-вкрапленных рудах, и может в ограниченных участках достигать 20 : 1.

Многочисленные данные свидетельствуют о деформации, рекристаллизации и закалке массивных руд [9]. Лихи [9] описал также гнейсовые текстуры в некоторых массивных рудах, характеризующиеся обособлением тонколистового пентландита и (или) халькопирита в пиритовой или пирротиновой массе и являющиеся свидетельством метаморфической дифференциации во время деформаций.

В массивных рудах размеры зерен рудных компонентов крупнее. Размеры пиротиновых зерен находятся обычно в интервале 0,2—1,0 мм, а выделения пентландита, приуроченные к границам этих зерен, имеют величину 0,05—0,2 мм [19]. Изометричные зерна пентландита образуют вытянутые листочки между листочками пирита или пирротина и изредка — крупные неправильные сгущения до 1 см в поперечнике [9]. Кроме того, в более исключительных случаях индивидуумы пирротина, слагающие основную часть массивных руд и достигающие размера в несколько миллиметров, окружают изометричные выделения пентландита размером до 3 мм и неправильной формы образования халькопирита размером до 1 мм. Если халькопирит находится в пирите, то он обычно исключительно мелкозернистый (0,005—0,02 мм), но в окружении пирротина размер его зерен становится значительно крупнее, находясь в пределах 0,04—0,08 мм [19]. Иногда в халькопирите из всех типов руд (обычно в мелких зернах размером до 0,05 мм) присутствует марматит.

Небольшая часть пентландита, образующего количественно разнообразные несегрегированные округлые структуры распада в пирротине, обычно фиксируется в пластинах длиной около 0,025 мм и толщиной 0,005 мм [19].

Брекчиевые руды. Этот характерный тип представлен рудами с варьирующими, но обычно высокими содержаниями сульфидов, приуроченными к контактам ультрабазитов с метаосадочными породами и тесно

связанными с подстилающим метаосадочным горизонтом. Брекчиевые руды характеризуются наличием деформированных включений жильных минералов среди сульфидных фаз. В сульфидном матриксе заключены обломки кварц-биотит-актинолитового или кварц-биотит-полевошпатового составов; значительно реже в ней появляются актинолит-тремолитовые стяжения. Размер обломочных включений достигает длины нескольких сантиметров; большая их часть сложена метаосадочными образованиями, хотя в единичных случаях появляются обломки ультраосновного состава.

Доминирующей сульфидной фазой является пирротин, образующий агрегаты; менее распространены пирит, халькопирит и пентландит и еще менее — окислы. Пентландит обычно приурочен к границам зерен пирротина; местами он образует пламенные структуры распада в этом минерале. Иногда присутствуют рассеянные гипидиоморфные зерна магнетита; зафиксированы следы сфалерита, галенита и ильменита. Брекчиевые руды могут содержать до 4—5 % никеля и до 1,5 % меди; их мощность колеблется от менее чем 3 до 12 м. Руды этого типа часто связаны с вышележащими массивными сульфидными рудами и постепенно переходят в них.

Брекчиевые руды обычно смяты в сложные складки, причем в замковых зонах складок могут появляться новообразования сульфидов, особенно халькопирита [2,9]. В разновидностях более брекчированного облика сульфиды заполняют трещины в кварцевых зернах и трещины кливажа в актинолите. В сульфидах наблюдаются деформационные структуры, однако пирротин и особенно халькопирит образуют вытянутые, взаимно проникающие друг в друга полигональные агрегаты, свидетельствующие о рекристаллизации [2,9]. Прочие сведения о размерах зерен и ассоциациях минералов во многом идентичны вышеприведенным для массивных руд. По данным электронно-зондового микроанализа считается, что содержание никеля в пирротине этих руд выше, чем в пирротине рассеянно-вкрапленных руд с ультрабазитовым матриксом [13]. Значимость брекчиевых руд удостоверяется тем фактом, что они совместно с рудами ПЖК составляют около 19 % современных подсчитанных запасов.

Руды ПЖК. Сульфидная минерализация обычна для горизонта ПЖК, подстилающего рудные зоны или находящегося близ них со стороны лежачего бока. Находясь в основании руды, данный горизонт может быть никеленосным; в этом случае он часто примыкает к брекчиевому или массивному типам руд. Минерализация может быть рассеянно-вкрапленной или проявляется в виде незакономерной полосчатости кварц-сульфидной породы. В случае рассеянной вкрапленности сульфидные зерна имеют неровную форму, выполняют включения и локализуются вдоль плоскостей рассланцевания породы либо рассекают их [9]. Доминирующие пирротин или пирит, а также подчиненный халькопирит могут встречаться достаточно далеко от рудных горизонтов. Пентландит присутствует вдоль границ зерен пирротина в прилегающих к рудам участках, а магнетит является повсеместным акцессорным минералом. Содержание никеля в минерализации этого типа может превышать 1 %, что свидетельствует о ее принадлежности к рудам; однако эта руда в общем случае является бедной по сравнению с перекрывающими ее типами.

В прослое ПЖК лежачего бока Дрейк [2] выделила специфические минеральные ассоциации, определив их как типичную метаморфизованную карбонатную фацию ПЖК с биотитовыми сланцами; исключение составили образования вдоль восточного контакта, где прослой сильно обогащен сульфидами.

Секущие руды. Сульфидные прожилки встречаются в ультраосновных породах, ассоциирующихся с тальковыми, карбонатными или хлоритовыми жилами в метаосадочных породах и иногда в метадолеритах

в качестве заполнителя трещин [9, 19]. Эти массивные прожилки обычно характеризуются высокими общими содержаниями никеля [19] и имеют в своем составе доминирующий пирит с варьирующими количествами пирротина, пентландита и халькопирита. По сравнению с другими типами руд в рассматриваемом типе отсутствуют рудные окислы и широким распространением пользуются структуры замещения. Структуры замещения в целом для различных типов руд были изучены Лихи [9]. Были рассмотрены халькопирит-пиритовые прорастания, кариозные структуры, изученные также Давидсоном [1], включения пирротина (реже халькопирита и пентландита) в магнетите и наблюдаемое местами замещение по трещинам пирита пирротином. Как отмечает Лихи [9], эти структуры свидетельствуют о подвижности меди и серы после магматической кристаллизации.

Распределение никеля и общие замечания о первичных рудах. В табл. 4 приведены средние величины и диапазоны содержаний никеля в главнейших минеральных фазах. Особенностью руд является общее низкое содержание никеля в силикатных фазах; в среднем для руд 96 % всего содержания нике-

Таблица 4

Содержания никеля в главных минеральных фазах руд месторождения Маунт-Уиндерра [1]

Минерал	Диапазон концентраций Ni, вес.%	Средняя концентрация Ni, вес.%	Количество точек измерений
Пентландит	33,62—36,60	35	69
Пирротин	$<$ 0,10—0,78	0,40 (0,35, ультрабазитовые руды) (0,48, брекчиевые и массивные руды)	173
Пирит	0,00—1,18	0,14	80
Силикаты	0,00—0,18	0,06	143
Карбонаты	0,00—$<$ 0,02	0	4

[1] Электронно-зондовый микроанализ, проведенный лабораторией Australian Mineral Development, Аделаида.

ля связано с различными сульфидными фазами. В среднем 3,5% всего никеля находится в пирротине, менее 2% — в силикатах и менее 1% — в первичном пирите. Уэтмафф (в печати) провел электронно-зондовый микроанализ на кобальт в пиритах рудного тела А (Ширли); он обнаружил большую изменчивость концентраций даже в соседних точках единого зерна. Диапазон концентраций кобальта составил 0,05—2,37 вес.%, а средняя величина содержаний по 11 точкам — 1,02%.

Уэтмафф проанализировал также 11 зерен пентландита из трех образцов рудного тела А (Ширли) и подсчитал их средний состав, который отвечает формуле $Co_{0,04}Fe_{4,24}Ni_{4,62}S_8$; при этом средние концентрации кобальта находились в диапазоне 0,3—0,4 вес. % (Уэтмафф, в печати).

Исследование многочисленных образцов руд, проведенное сотрудниками лаборатории Australian Mineral Development (1970—1971), показало, что от 1 до более 20% общего количества пирротина представлено его гексагональной модификацией. Вместе с тем моноклинная разновидность помимо нормальной ферромагнитной моноклинной фазы включает некоторое количество слабомагнитного пирротина.

В различных рудных телах, оконтуренных по линии бортового содержания 1% Ni, отношения никеля к меди варьируют от 9 : 1 до 14 : 1, составляя в среднем 11 : 1. Это отношение, по-видимому, увеличивается с юга

на север от 8 : 1 для рудного тела A (Ширли) до 14 : 1 для рудного тела D. Ограниченное количество керна из скважинных подсечений рудного тела A (Ширли) было объединено в одну пробу и проанализировано на благородные металлы. Результаты могут быть суммированы следующим образом:

платина — 0,15—0,17 г/т; *палладий* — 0,77—2,3 г/т

Распределение никеля в ультраосновной толще, залегающей выше зоны бедных руд, сравнительно выдержанное и находится в интервале 1000—2500 млн$^{-1}$ (рис. 2). В большей части этой толщи встречаются варьирующие незначительные количества сульфидов. «Коридор» ультрабазитов, расположенный выше главной пачки ПЖК, но ниже нижнего пласта метаосадочных пород, является, по-видимому, безрудным и характеризуется концентрациями никеля в диапазоне 500—1500 млн$^{-1}$.

Окисление. В окисленной части месторождения развиты три главные зоны, очень близкие описанным для никелевого месторождения Камбалда [24]; все они, за исключением окисленной зоны, детально рассмотрены в статье Уэтмаффа (в печати), которому принадлежат многие из нижеприведенных наблюдений. Сверху вниз от поверхности фиксируются следующие зоны: железная шляпа (окисная зона), гипергенная сульфидная зона (виоларит-пиритовая) и переходная сульфидная зона.

Окисная зона (железная шляпа). Эта зона развита от поверхности приблизительно до уровня грунтовых вод на глубине 37—40 м. Окисная руда сложена главным образом гидроокислами железа с незначительными локальными остатками пирита близ основания зоны. Часть первичного никеля была выщелочена, другая часть была связана во вторичных окислах, а некоторое его количество вошло в кристаллические решетки вермикулита и хлорита [3]. Местами встречаются минералы типа гаспеита [24] и карбонаты меди.

Гипергенная сульфидная зона. Доминирующими сульфидами в этой зоне являются виоларит и пирит с исчезающе малым количеством остаточного пентландита или без него. Существенное увеличение пирита объясняется появлением его никелевой разновидности (± марказита), развивающейся за счет пирротина. Граница между супергенной и нижележащей переходной сульфидными зонами проводится по верхнему ограничению распространения пирротина. Имевшая место виоларитизация всего первичного пентландита и некоторой части первичного пирротина обусловила появление двух типов виоларита. Ограниченная зона обогащения прослеживается приблизительно на 3 м ниже уровня грунтовых вод; здесь отношения никеля к сумме железа и кобальта для виоларита, развивающегося по пентландиту, и отношения никеля к железу для виоларита, развивающегося по пирротину, более высокие, чем где бы то ни было (Уэтмафф, в печати). Халькопирит замещается ковеллином, борнитом, халькозином и неноименованным медно-никелевым сульфидом, а виоларит в этой зоне местами замещается ковеллином. Окисление пирротина в пирит приводит к осаждению в гипергенной сульфидной зоне подчиненных количеств сидерита и гипергенного магнетита.

Гипергенная сульфидная зона распространяется от основания окисленной зоны приблизительно с глубины 40 м ниже дневной поверхности до глубины 60—90 м. Глубина основания зоны в некоторой степени варьирует, и окисление, по-видимому, зависит не только от удаления зоны от уровня грунтовых вод, но и от других факторов, например габитуса и размеров сульфидных зерен, доли карбонатов в рудосодержащих породах и проницаемости последних.

Переходная сульфидная зона. Нижняя граница этой зоны определяется по первому появлению виоларита в виде точек и зарожда-

ющихся чешуек микронных размеров в пентландите. Освободившиеся небольшие количества никеля перемещаются к границам соседних зерен, сложенных пирротином, который также превращается в виоларит через промежуточный железоникелевый сульфид (Уэтмафф, в печати).

Эта зона располагается ниже основания гипергенной сульфидной зоны и распространяется до различной глубины, достигающей 180 м ниже дневной поверхности, а в единичных случаях глубже.

В менее богатых рассеянно-вкрапленных рудах первое появление виоларита наблюдается на меньших глубинах, вероятно, вследствие защитных свойств, обусловленных габитусом сульфидов и нахождением их в окружении силикатных компонентов. Наоборот, в брекчированных богатых рудах, где брекчирование обеспечивает более глубокое выщелачивание, этот процесс может распространяться на большие глубины. В целом замещение пентландита увеличивается в направлении верхней границы переходной зоны (или основания гипергенной сульфидной зоны), становясь наиболее заметным близ нее, где пентландит полностью или почти полностью корродирован виоларитом.

Месторождение Саут-Уиндерра

На Саут-Уиндерра никелевые сульфидные руды ассоциируются с той же самой толщей ультрабазитов, что и на Маунт-Уиндерра (рис. 1). Руды залегают непосредственно на относительно полого падающем (40—45°) базальном контакте ультрабазитов с ПЖК и близ него (рис. 4). Существенно, что вмещающие породы на участке месторождения перекрыты водоносными аллювиальными наносами средней мощностью около 30 м, которые ранее препятствовали проведению здесь поисково-разведочных работ. Дальнейшее описание руды и окружающей ее обстановки будет ограничено лишь теми особенностями, которые существенно отличаются от рассмотренных на месторождении Маунт-Уиндерра.

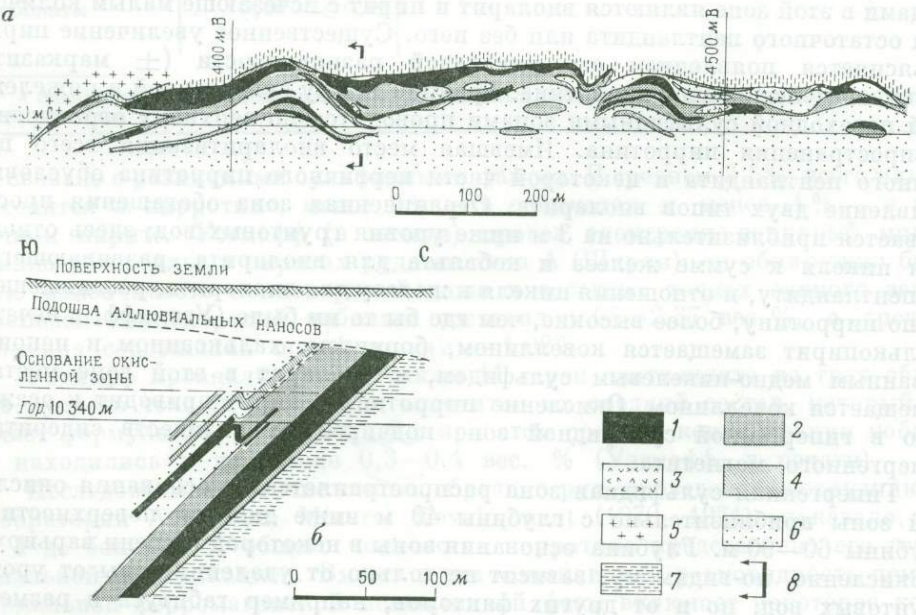


Рис. 4. Геологический план и разрез месторождения Саут-Уиндерра.

а — план горизонта 10 340 м; *б* — типичный поперечный разрез месторождения Саут-Уиндерра. *1* — богатые никелевые сульфидные руды; *2* — бедные никелевые сульфидные руды; *3* — интрузивы основного состава; *4* — интрузивы фельзитовых порфиров; *5* — граниты и гранитогнейсы; *6* — ультраосновные породы; *7* — полосчатые железистые кварциты (ПЖК); *8* — положение линии разреза в плане.

Стратиграфия. Лежачий бок рудного тела сложен ПЖК, находящимися в сложном контакте с интрузивными гнейсовидными гранитами (рис. 4). Этот горизонт полосчатых железистых кварцитов рассматривается в качестве главной западной пачки ПЖК района Маунт-Уиндерра. В ближайшем окружении Саут-Уиндерра не выявлено каких-либо эквивалентов тонких метаосадочных пачек, переслаивающихся с породами ультрабазитовой толщи, хотя есть предположения, что один такой горизонт имеется в разрезе к востоку от Саут-Уиндерра. В целом горизонт ПЖК здесь значительно менее мощный (2—20 м), что, по-видимому, является, по крайней мере частично, результатом воздействия гранитной интрузии.

Ультрабазиты здесь менее деформированы, чем находящиеся к северу, а руды ассоциируются с отчетливо-диагностируемыми породами, которые состоят из серпентинита, сложенного в основном антигоритом; последний образует ламеллевые баститовые псевдоморфозы по ортопироксену [19]. Размеры зерен бастита варьируют в пределах 1—7 мм в длину, достигая иногда нескольких сантиметров, и 2—5 мм в ширину. Из минералов-примесей присутствует лишь хлорит (1 %); карбонатизация и стеатитизация рудосодержащих серпентинитов изменяются от частичной (серпентинит-тальк-карбонатные породы) до менее обычной полной (тальк-карбонатные сланцы). Встречается также тремолит-антигоритовая ассоциация.

Более обогащенные хлоритом разновидности ультрабазитов имеют тенденцию к локализации вдали от руд (располагаясь как ниже по падению, так и выше по разрезу); это может отражаться на более алюминиевом составе исходных пород по сравнению с обогащенными магнием разновидностями, пространственно связанными с рудами [19].

Фельзитовые порфировые дайки и линзы, интрудирующие руды с ультрабазитовым матриксом и ПЖК, заметно более распространены, чем на Маунт-Уиндерра. Эти кислые интрузивные образования сложной морфологии аналогичны описанным ранее. Здесь также развита (особенно в рудной зоне) серия более молодых интрузивов основного состава, рассекающая разрез ультрабазитов и ПЖК. Они сложены главным образом крупнозернистыми амфиболитами, нарушают сплошность руд, разрывая их, и встречаются в виде линзообразных тел до 25 м в поперечнике. Мелкозернистые до сливных разновидности обычно рассланцованы. Эти интрузивы сравнимы с образованиями, описанными на Маунт-Уиндерра, и также рассматриваются в качестве метаморфических эквивалентов (амфиболитовая фация) долеритов.

Структура. В отличие от Маунт-Уиндерра существенных складчатых структур на этом месторождении, по-видимому, не имеется. Контакт ультрабазитов с ПЖК, а также рудное тело падают в южном направлении под углами 36—57°, но чаще всего под углами 40—45° (рис. 4). Возможно, имеется какая-либо связь руд с прогибами, наблюдаемыми на контакте ПЖК с ультрабазитами и контролируемыми складчатостью и (или) разрывными нарушениями.

Рудная залежь. *Морфология.* Никелевая сульфидная минерализация вытянута в широтном направлении на расстояние 1280 м с южным падением под углами 40—45°. Руды сосредоточены в нескольких линзах, однако существенная доля от их общего количества находится в двух главных рудных телах общей длиной по простиранию 490 м, причем каждое из них имеет длину до 130 м (рис. 4). Истинная мощность руд варьирует, достигая 25 м; ниже глубины 300 м существенных рудных подсечений, во всяком случае пока, не наблюдалось. Общие разведанные к настоящему времени запасы руды сосредоточены в пределах 180 м глубины от дневной поверх-

ности; первоначальная разработка будет осуществляться с помощью карьера.

Гораздо большим распространением по сравнению с Маунт-Уиндерра пользуется широко развитая бедная рассеянно-вкрапленная минерализация, тесно ассоциирующаяся с богатыми рудами, оконтуренными по бортовому содержанию никеля в 1 % (табл. 1, рис. 3).

Минералогия и типы руд. По сравнению с Маунт-Уиндерра установлено лишь незначительное количество руд, относящихся к брекчиевому и (или) ПЖК типам. Преобладают рассеянно-вкрапленные (реже матриксные) типы руд, характеризующиеся увеличением содержаний рудных минералов, размеров зерен силикатов и содержаний никеля в сторону лежачего бока, где в контакте с ПЖК могут появляться маломощные, обычно полосчатые массивные руды, содержащие свыше 90 % сульфидов.

Главной первичной сульфидной ассоциацией является пирротин-пентландитовая с магнетитом (часто хромсодержащим), а также с подчиненными пиритом и халькопиритом. Кроме того, встречаются пентландит-пиритовая, миллерит-пентландит-пирит-пирротиновая и магнетит-пирит-миллеритовая ассоциации [19].

Суммарные запасы руд объединяют гипергенные сульфидные (виоларитовые) руды с меньшим количеством переходных сульфидных и первичных сульфидных типов. Вследствие неравномерного окисления (что обсуждается далее) переходные сульфидные руды и в отдельных случаях первичные сульфидные ассоциации пространственно сосуществуют с гипергенными рудами.

Общий минеральный состав представительного образца гипергенных руд следующий (по данным лаборатории Australian Mineral Development, 1972):

Минеральная фаза	*Вес.%*
Виоларит	5,4
Пирит (первичный и развивающийся по пирротину)	9
Халькопирит	< 1
Окислы железа	5
Антигорит	52
Тальк	3
Карбонат	21
Прочие	4

С помощью электронно-зондового микроанализатора в этом образце установлены следующие содержания никеля:

Минеральная фаза	*Интервал содержаний Ni, %*	*Среднее содержание Ni, %*
Пирит (первичный и развивающийся по пирротину)	0,04—3,41	1,29
Силикаты	0,07—0,23	0,11
Карбонаты	0,0—0,12	0.05

Сложные гипергенные и переходные сульфидные руды, как возможный объект добычи, характеризуются следующим составом (данные лаборатории

Australian Mineral Development, 1972):

Минеральная фаза	*Вес.* %
Пентландит	1,35
Виоларит	2,2
Пирит (первичный и развивающийся по пирротину)	6,2
Пирротин	2,8
Халькопирит	0,3
Окислы железа	5,8
Жильные силикаты и карбонаты	81,3

Электронно-зондовый микроанализ на никель индивидуальных минералов из этой сложной пробы показал следующий состав:

Минеральная фаза	*Интервал содержаний Ni*, %	*Среднее содержание Ni*, %
Пирит (первичный и развивающийся по пирротину)	0—2,95	0,85
Пирротин	0,33—0,64	0,42
Карбонат	0—0,3	0,01
«Силикаты»	0,02—0,70	0,11

В гипергенных сульфидных рудах было отмечено наличие кальцит-галенит-сфалеритовой жильной ассоциации [19].

Для Саут-Уиндерра в пределах контура, соответствующего бортовому содержанию никеля в 1 %, отношение никеля к меди составляет 22 : 1, что выше, чем для аналогичных образований в Маунт-Уиндерра.

Окисление. Трудно составить единую схему профиля окисления в Саут-Уиндерра, что объясняется следующими факторами.

1. Начальный и последующий уровни окисления сульфидов варьируют соответственно их содержаниям в породе; там, где эти содержания очень низки, неизмененные сульфиды сохраняются на относительно небольших глубинах.

2. Относительные доли первичных пирита, пирротина, пентландита, миллерита, а также модификаций пирротина являются взаимозависимыми. Наблюдения показывают, что в начальную стадию перехода миллерит превращается в виоларит раньше пентландита, в то время как пентландит превращается в виоларит раньше пирротина, образованного срастанием двух модификаций: гексагональной и моноклинной.

3. Все изменения ускорялись и проникали на большую глубину вблизи полого падающих относительно непроницаемых ПЖК лежачего бока.

Тем не менее профиль окисления в суммированном виде может быть следующим: *окисная зона* (*железная шляпа*) — от кровли коренных пород до глубины 49—73 м; *гипергенная сульфидная зона* — до глубины 91—107 м; *переходная сульфидная зона* — до изменчивой глубины, достигающей 250 м.

Генезис руд

Ультрабазитовая толща Уиндерра рассматривается как субвулканический или близповерхностный интрузив или серия силлов, внедрившихся между пластами осадочных пород и перекрывающих базальтов. Изолированные горизонты осадочных пород, подобно встречающимся в Маунт-Уиндерра, могут маркировать границы индивидуальных силлов. Полагают, что ультрабазиты относятся к описанному Холлебергом и Уильямсом [7] типу, образовавшемуся в результате близповерхностного внедрения оливиновой

кристаллически-жидкой вязкой массы, превратившейся в тела с обогащенными оливином центральными частями, окруженными обогащенными пироксеном оболочками.

Согласное положение и преобладающий рассеянно-вкрапленный в ультрабазитах облик руд позволяют предполагать первичное магматическое происхождение сульфидной минерализации, а также когенетичность сульфидов с ультрабазитами. Метаморфизм и деформации фактически стерли признаки первичных соотношений между сульфидными и сульфидными — силикатными фазами; руды были рекристаллизованы и изменены так, что в настоящее время они являются метаморфическими. Меньшая степень проявления деформаций наблюдается в Саут-Уиндерра; здесь расположение руд соответствует модели магматической сегрегации, когда рудные зоны рассеянно-вкрапленных сульфидов перекрывают находящиеся в основании ультрабазитов массивные руды. Это в значительной мере также верно и для расположения руд в Маунт-Уиндерра.

Брекчиевые и ПЖК типы руд (главным образом на Маунт-Уиндерра) рассматриваются как результат ремобилизации компонентов магматических руд в соседние, обогащенные сульфидами метаосадочные породы под влиянием деформаций и (или) метаморфизма, а также поверхностных эффектов, хотя соотношение во времени этого преобразования не установлено.

Благодарности

Авторы выражают благодарность за помощь прежнему и настоящему геологическому персоналу, осуществляющему программу Windarra Nickel. Особенно благодарим А. Дж. Мак-Доналда и У. Дж. Уайсмана за изготовление иллюстраций, а также председателя и директоров Poseidon Limited за разрешение опубликовать информацию, содержащуюся в этой статье.

Список литературы

1. *Davidson J. E.*, A petrological and geochemical study of three diamond-drill holes through the Mt. Windarra ultramafics and zone of mineralization, Unpublished Honours Thesis, University of Adelaide, 1970.
2. *Drake J. R.*, The structure and petrology of banded iron formations at Mount Windarra, Western Australia, Unpublished Honours Thesis, University of Western Australia, 1972.
3. *Drew G. J.*, A geochemical study of the weathering zone at Mt. Windarra, Western Australia, Unpublished Honours Thesis, University of Adelaide, 1971.
4. *Ellis H. A.*, Geology of the Yilgarn Goldfield, south of the Great Eastern Railway, Bull. geol. Surv. West. Aust., 97, 1919.
5. *Fander H. W.*, Numerous reports on the mineralogy of South Windarra samples, Unpublished reports to Union Oil Development Corporation, 1971.
6. *Hallberg J. A.*, Geochemistry of Archaean volcanic belts in the Eastern Goldfields Region of Western Australia, Jour. Pet., 13, pt. 1, 45—56, 1972.
7. *Hallberg J. A., Williams D. A. C.*, Archaean mafic and ultramafic associations in the Eastern Goldfields Region, Western, Australia, Earth Planet. Sci. Lett., 15, pt. 2, 191—200, 1972.
8. *Hobson R. A., Miles K. R.*, Geology of portion of the Mt. Margaret Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 103, pt. 1, 1951.
9. *Leahey J. E.*, The geology and nickel-copper mineralogy of the D shoot, Mount Windarra, Western Australia, Unpublished Honours Thesis, University of Tasmania, 1973.
10. *Nesbitt R. W.*, Skeletal crystal forms in the ultramafic rocks of the Yilgarn block, Western Australia, evidence for an Archaean ultramafic liquid, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 3, 331—347, 1971.
11. *Roberts J. B.*, Geological summary report, Mount Windarra nickel-copper deposit, Western Australia, unpublished Poseidon Limited report, 1970.
12. *Roberts J. B.*, Windarra nickel project, Western Australia, geology and ore reserves, unpublished Poseidon Limited report, 1972.
13. *Robinson W. B., Stock E. C., Wright R. G.*, The discovery and evaluation of the Windarra nickel deposits, Western Australia, Conference Series Western Australia 1973, Australas. Inst. Min. Metall., 69—90, 1973.

14. The Australian Mineral Development Laboratories, 1970-72, Various reports on mineralogy, petrology and metallurgy of Mount Windarra and South Windarra samples (unpublished reports to Samin and Poseidon Limited).
15. *Tipper D. B.*, Laverton and Edjudina airborne magnetic and radiometric survey, W. A., Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1967/65, 1967.
16. *Tipper D. B., Gerdes R.*, Laverton and Edjudina airborne magnetic and radiometric survey, W. A., Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 118, 1969.
17. *Watchman A. L.*, A study of two geochemical sections and the petrology and geochemistry of the ultramafic rocks, Mount Windarra orebody, Western Australia (unpublished Honours Thesis, University of Adelaide), 1971.
18. *Watmuff G.*, Supergene alteration of the Mount Windarra nickel sulphide ore deposit Western Australia, Miner. Depos., в печати.
19. *Whittle A. W. G.*, Various reports on the mineralogy and petrology of Mount Windarra and South Windarra samples (unpublished reports to Samin and Poseidon Limited), 1970-72.
20. *Williams D. A. C.*, Determination of primary mineralogy and textures in ultramafic rocks from Mt. Monger, Western Australia, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 3, 259—268, 1971.
21. *Williams D. A. C.*, Archaean ultramafic, mafic and associated rocks, Mt. Monger, Western Australia, J. geol. Soc. Aust., 19 Pt. 2, 163—188, 1972.
22. *Williams D. A. C., Hallberg J. A.*, Archaean layered intrusions of the eastern Goldfields Region, Western Australia, Contr. Mineral, and Petrol., 38, 45—70, 1973.
23. *Williams I. R., Gower C. F., Thom R.*, Explanatory notes on the Edjudina 1:250 000 geological sheet, Rec. geol. Surv. West. Aust., 1971/26, 1971.
24. *Woodall R., Travis G. A.*, The Kambalda nickel deposits, Western Australia, Proc. 9th Common. Min. Metall. Congress, London, 26, 1969.

Маунт-Кейт

Д. Барт, Н. Шеппи

Общие сведения

Никелевое месторождение Маунт-Кейт находится на территории золотоносного поля Ист-Мерчисон в Западной Австралии приблизительно в 400 км к северу от Калгурли и имеет координаты 27°24′ ю. ш. и 120°32′ в. д.

Никелевое сульфидное тело характеризуется большими размерами и низкими содержаниями металла и представляет собой исключительно выдержанную рассеянно-вкрапленную пентландитовую минерализацию, отчетливо локализованную в серпентинизированной дунитовой дайке. Протяженность его по простиранию составляет 1830 м, максимальная мощность 320, а средняя мощность около 180 м. Оно падает вертикально или круто к западу на неустановленную глубину. Рудное тело перекрыто ровным плащом аллювия и нигде не проявляется на дневной поверхности. Выветривание развито на значительную глубину; пустая порода, включающая аллювий и окисленную часть залежи, прослеживается в среднем до глубины 85 м.

Подсчитанные запасы руды на месторождении в рамках конечных контуров карьера с коэффициентом вскрыши 7 следующие:

Запасы по высоким категориям:

263 млн. т руды со средним содержанием никеля 0,60 %.

Запасы по низким категориям в дополнительном экстраполированном подсчетном контуре:

27 млн. т руды со средним содержанием никеля 0,60 %.

D. R. L. Burt, Chief Geologist, Metals Exploration N. L.; *N. R. Sheppy*, Senior Geologist, Metals Exploration N. L.

Помимо никеля практический интерес в концентратах может представлять лишь кобальт. Количества меди, хрома и металлов платиновой группы несущественны.

Первое открытие никелевых сульфидов в окрестностях месторождения было сделано в конце 1968 г., когда Дж. Джонс из Маунт-Кейта при разбуривании выхода выветрелых ультрабазитов обнаружил в более свежей породе вкрапленность сульфидов никеля и железа. Присутствие сульфидов и общая благоприятная геологическая обстановка стимулировали приобретение компанией Metals Exploration N. L. в аренду широко развитых в районе участков минерализации; позднее, в ноябре 1969 г., приблизительно в 1200 м к северу от первоначальной скважины компания открыла месторождение Маунт-Кейт.

С целью оконтуривания месторождения к настоящему времени пробурены 32 скважины алмазного бурения суммарной длиной 14 133 м. Для отбора валовых металлургических проб руды была пройдена разведочная шахта глубиной 153 м, из которой были пробурены две подземные скважины алмазного бурения, чтобы получить дополнительные данные.

Для изучения главным образом минерализации, а также с целью получения дополнительной геологической информации по району проводилось изучение прозрачных и полированных шлифов; кроме того, сделано некоторое количество анализов с помощью электронно-зондового микроанализатора. В настоящее время исследование месторождения проводится Государственной научно-промышленной организацией и Департаментом геологии Университета Западной Австралии.

Геология района

Геологическое строение района показано на рис. 1. Матриксом сульфидных руд являются серпентинизированные дуниты, слагающие один из многочисленных дайкообразных интрузивов в поясе архейских вулканических и осадочных пород Западно-Австралийского докембрийского щита, испытавших региональный метаморфизм в условиях начальной ступени зеленосланцевой фации. Протерозойские перекрывающие породы, широко развитые к северу от Уилуны, непосредственно в районе Маунт-Кейт отсутствуют.

Как с западной, так и с восточной стороны пояс метавулканических и метаосадочных пород ограничен гранитами различного возраста и структурного облика. Пояс варьирует по ширине приблизительно от 10 км к северу от месторождения до 2,5 км всего лишь в 22 км южнее. Пояс совпадает с крупной линейно-вытянутой структурой, которая может быть прослежена на сотни километров по трендам региональной магнитометрии. Хотя пояс был откартирован лишь приблизительно на 60 км по простиранию, представляется вероятным, что он вытянут на север до Уилуны, а на юг по крайней мере до Агнью. О'Дрисколл [1], рассматривая различные субконтинентальные линеаменты, полагал, что пояс Маунт-Кейт, по-видимому, совпадает с линеаментом Лейк-Рейсайд. Считают, что интрузивные серпентиниты локализованы вдоль глубоко расположенных в недрах пояса трещин и связаны с указанным линеаментом фундамента.

Район пока еще не откартирован Геологической службой Западной Австралии, хотя его мелкомасштабная геологическая съемка была начата в начале 1960-х гг. различными компаниями, занимающимися поисками и разведкой минерального сырья. Геологическая карта, показанная на рис. 1, построена по данным интерпретации детальных цветных аэрофотоснимков, региональной аэромагнитной съемки с малых высот, наземных магнитных съемок и вращательного бурения на большой площади. На рис. 2 показан

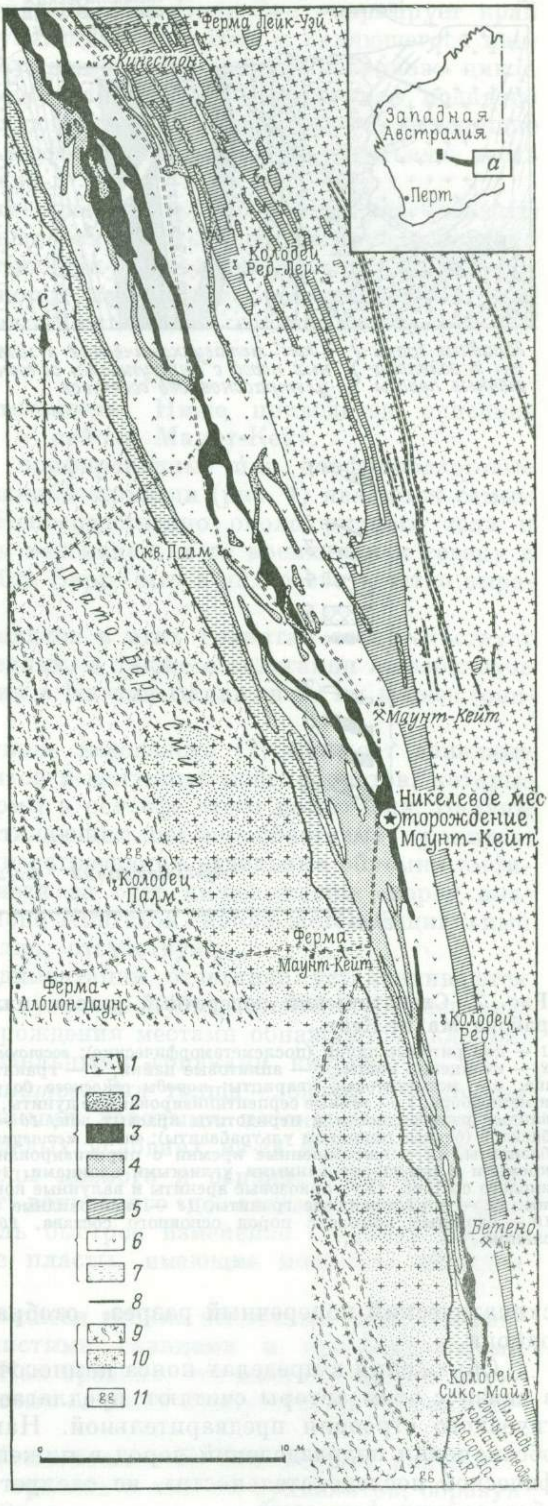


Рис. 1. Геологическое строение района Маунт-Кейт — Кингстон, Западная Австралия.

Восточные граниты: *1* — гранитизированная толща с магнетитовыми кварцитами; *породы основного до ультраосновного составов*: *2* — метаморфизованные основные интрузивы, *3* — серпентинизированные дуниты, *4* — серпентинизированные перидотиты, пироксениты и тальковые сланцы; *«пояс» метавулканических и метаосадочных пород*: *5* — метабазальты, *6* — толща метаморфизованных вулканогенных пород от среднего до кислого состава, *7* — метаморфизованные аркозы и конгломераты, *8* — несогласие; *западные граниты*: *9* — гнейсовидные граниты, *10* — порфировидные граниты; *11* — зеленокаменные породы с гранатом; *а* (на врезке) — местоположение района.

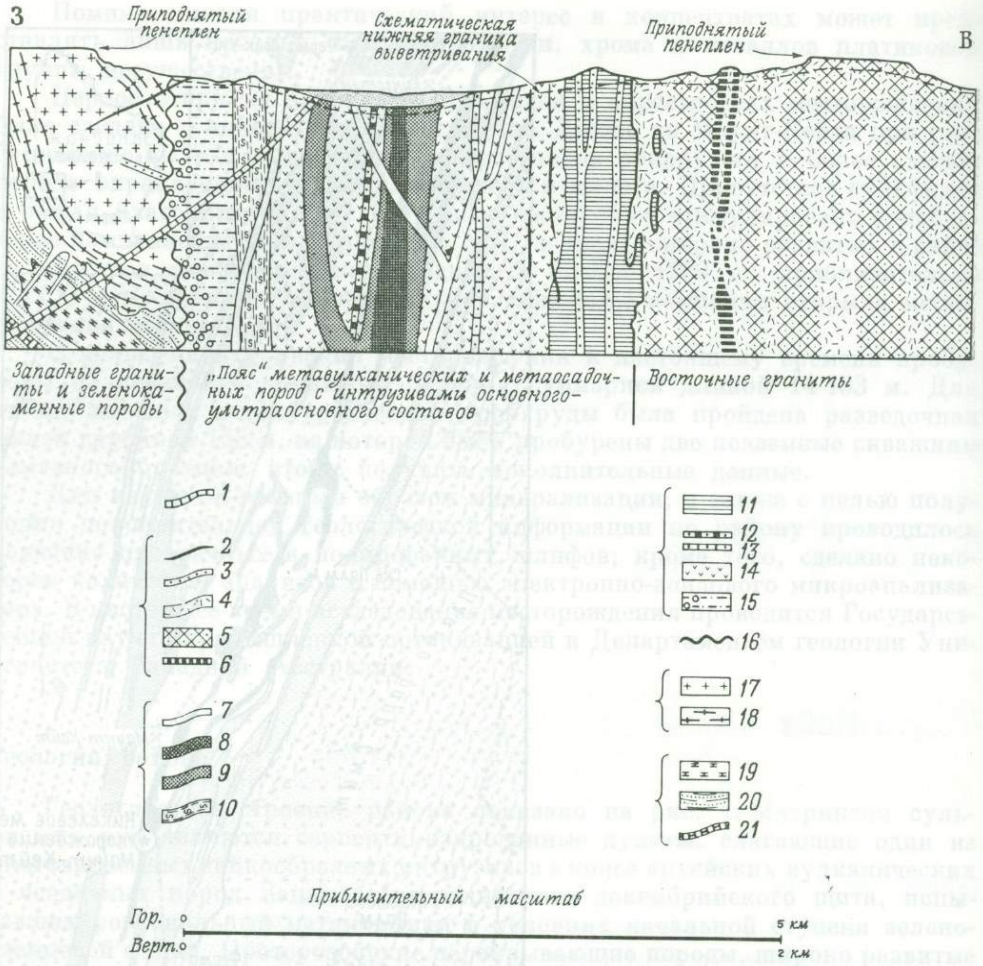


Рис. 2. Схематический поперечный разрез, иллюстрирующий геологическое строение района Маунт-Кейт.

1 — долеритовые дайки (послеметаморфические); *восточные граниты и ассоциирующие с ними породы*: *2* — кварцевые жилы, *3* — аплитовые дайки; *4* — гранитные интрузивы, *5* — гранитизированная толща, *6* — магнетитовые кварциты; *породы основного до ультраосновного состава*: *7* — метадиориты и и метагаббро, *8* — темные серпентинизированные дуниты, *9* — дунитовые серпентиниты, карбонатизированные разновидности и перидотиты краевых зон, *10* — метаморфизованные пластовые тела ультрабазитов (бедные оливином ультрабазиты); *«пояс» метавулканических и метаосадочных пород*: *11* — метабазальты, *12* — ожелезненные кремни с пиритизированными углистыми сланцами, *13* —полосчатые кремнии с пиритизированными углистыми сланцами, *14* — толща вулканогенных пород среднего до кислого состава, *15* — аркозовые арениты и валунные конгломераты; *16* — несогласие; *западные граниты*: *17* — порфировидные граниты, *18* — гнейсовидные граниты; *зеленокаменные породы с гранатом*: *19* — слоистый комплекс пород основного состава, *20* — метабазальты, *21* — тальк-актинолитовые сланцы.

схематический поперечный разрез, отображающий геологическое строение района.

Обнажения в пределах пояса немногочисленны или отсутствуют вообще; в связи с этим авторы считают предлагаемую ими интерпретацию геологического строения предварительной. Наименования, использованные для обозначения подразделений пород в нижеприведенном описании «стратиграфической последовательности», не следует рассматривать как официальные обозначения формаций.

Геоморфология. Геоморфология отражает типичную зрелую стадию в полузасушливом эрозионном цикле. Хребет Барр-Смит маркирует край плато, окруженного крутыми отступающими уступами и являющегося наиболее наглядным свидетельством существования регенерированного цикла эрозии. Полагают, что плато представляет собой современное поднятие бывшего пенеплена. Смешанные аллювиальные конусы выноса, отходящие от таких положительных форм рельефа, перекрывают значительную часть территории, включая рудную залежь.

Породы затронуты выветриванием на большую глубину: ультрабазиты приблизительно на 90 м, а вмещающие их боковые породы приблизительно на 60 м. Диагностика обычно интенсивно ожелезненных и силицифицированных поверхностных выходов пород затруднена, вследствие чего для получения геологической информации необходимо проведение вращательного бурения на большой площади.

Стратиграфическая последовательность. Ниже приводится описание главнейших подразделений пород в районе Маунт-Кейт.

Западные граниты. Западные порфировидные или порфиробластовые биотитовые граниты на закартированной площади (рис. 1) являются самым древним подразделением пород. Непосредственно около рудного тела и к югу от него текстура этих пород массивная, в то время как к северу в районе Кингстон и к западу от хребта Барр-Смит в них развита четко выраженная гнейсовидность.

Наличие амфиболитовых ксенолитов в этих гранитах свидетельствует о более позднем образовании последних, а также о залегании амфиболитов в лежачем боку крупного несогласия в Катлин-Валли, в 30 км южнее (описание приведено ниже).

Аркозы и конгломераты. Крупное несогласие [2] отделяет западные граниты от толщи аркозовых аренитов и валунных конгломератов, которые обычно заполняют пониженные формы в рельефе этого несогласия. Валуны состоят главным образом из подстилающих порфиробластовых гранитов; однако далее на юг в Катлин-Валли встречаются отдельные обломки амфиболитов, по-видимому образовавшиеся за счет нижележащих пород аналогичного состава. К северу, в районе Кингстон, наблюдается фациальный переход: конгломераты там, очевидно, отсутствуют.

По реликтовым признакам седиментации отчетливо устанавливаются фасы пластов и их слегка запрокинутое до субвертикального залегание. Непосредственно к западу от месторождения местами обнажаются складки, оси которых трассируются выразительными гривками кварца.

Толща средних и кислых вулканитов. Эта толща сложена в основном туфогенными породами с подчиненными лавовыми потоками и является главным компонентом пояса. В полевых условиях из-за интенсивного выветривания трудно различать породы кислого и основного составов; по-видимому, преобладают породы от дацитового до андезитового состава. В разрезе толщи наблюдается столь быстрое изменение структур пород, что трудно картировать отдельные пласты, имеющие мощность порядка первых нескольких метров.

Разрез содержит четко выделяющиеся тонкие осадочные слои, сложенные тонкослоистыми углисто-глинистыми сланцами и преобладающими кремнями, обычно ожелезненными. Как правило, эти слои обогащены пиритом и пирротином. В углисто-глинистых сланцах присутствуют сфероидальные сульфидные конкреции.

Тонкозернистые амфиболиты (*метабазальты*). Эти породы находятся непосредственно к востоку от толщи средних и кислых вулканитов, образуя крайнюю восточную толщу пояса. Зона контакта с восточными гранитами

характеризуется появлением пачки мигматитоподобных метабазальт-гранитных образований, а среди восточных гранитов обычными являются ксенолиты или реликты метабазальтов.

Восточные граниты. Данная толща сложена определенно интрузивными гранитными интервалами, пальцеобразно смыкающимися и образующими послойно инъецированные текстуры с рекристаллизованными, иногда гранатсодержащими метавулканическими или метаосадочными породами.

В толще ясно обнаруживается незавершенная контаминация и гранитизация более древних аркозовых осадочных и кислых вулканических пород с ксенолитами или реликтами полосчатых железистых кварцитов и роговиков. На западном фланге толщи интрузивные гранитные интервалы обычно чередуются с метабазальтовыми, внедряясь в них. Полагают, что с данной гранитной интрузией связано образование даек аплитов и кварцевых жил, встречающихся в поясе, включая золотоносные жилы старых золотых рудников Маунт-Кейт и Бетено.

Интрузивы. *Граниты.* Западные граниты являются наиболее древними из наблюдаемых на закартированной площади гранитных интрузивов; они подстилают архейский пояс метавулканических и метаосадочных пород. В восточных гранитах интрузия и гранитизация проявились после образования занимающего срединное положение пояса метавулканических и метаосадочных пород.

Перидотиты и серпентинизированные перидотиты. Эти породы обычно залегают среди аркозов и конгломератов либо непосредственно к востоку от них, обнаруживая значительную протяженность по простиранию.

В породах проявляется существенная дифференциация с формированием краевых зон обычно основного состава. Особенностью некоторых из этих образований являются структуры спинифекс, указывающие на быстрое охлаждение; поэтому считают вполне вероятным, что по крайней мере часть таких пород сформировалась в виде потоков ультраосновных лав. Остальные лучше всего описываются как вытянутые линзы с центральными частями перидотитового состава, окаймленными тонкозернистыми безоливиновыми дифференциатами. Центральные части линз серпентинизированы и обогащены магнетитом. В первичной (неокисленной) зоне содержания никеля редко превышают 2000 млн$^{-1}$. Многие из этих образований метаморфизованы в тальк-актинолитовые и тремолит-хлорит-магнезитовые породы.

Серпентинизированные дуниты. К ним принадлежит интрузив, несущий сульфидную минерализацию и сложенный преимущественно серпентинизированными дунитами с узкими перидотитовыми до пироксенитовых краевыми частями. Он локализован в ослабленных (трещинных) зонах, находящихся почти определенно среди метавулканических и метаосадочных пород вышеуказанного пояса, и рассматривается как дайкоподобное образование. К северу у этого интрузива проявляется отчетливая тенденция к образованию ветвящихся даек, которые характеризуются протяженными изогнутыми простираниями.

Местами в интрузиве появляется рассеянная вкрапленность никелевых сульфидов, которые определенно приурочены к его дунитовым частям. Содержание никеля на этих участках обычно выше 2000 млн$^{-1}$. Имеющиеся ограниченные сравнительные геохимические данные свидетельствуют о более высоком, чем в перидотитах, содержании хрома и кобальта.

Кое-где дайка карбонатизирована или превращена в тальк-магнезитовую породу, что особенно характерно вблизи трещин и плоскостей отдельности. По структурным данным дайка рассматривается как более позднее образование относительно складчатости, проявленной в ассоциирующихся метаосадочных и метавулканических породах.

Диориты и габбро. Диориты представлены типичными грубозернистыми роговообманково-диоритовыми интрузивами, встречающимися главным образом в виде секущих даек.

Оливиновые и безоливиновые габбро образуют дайкообразные интрузивы, имеющие простирания, близкие к региональному направлению структур. Возрастные соотношения габбро и диоритовых интрузивов не установлены, однако те и другие породы являются более молодыми образованиями по отношению к минерализованным серпентинизированным дунитам.

На закартированной площади лишь в одном случае отмечено широтное простирание послеметаморфической долеритовой дайки.

Региональные структурные особенности. Обнаженность в районе слабая, вследствие чего удовлетворительный анализ структуры невозможен. Как установлено алмазным бурением, в окрестностях месторождения неинтрузивные породы ранее упоминавшегося пояса характеризуются слегка опрокинутым и субвертикальным залеганием. Расшифровывать структуру помогают тонкие пласты осадочных пород, переслаивающиеся с метавулканитами и являющиеся великолепными маркирующими горизонтами.

Метаосадочные и метавулканические породы пояса с западной его стороны в его восточной гранитизированной толще (как это устанавливается по магнетит-кварцитовым маркирующим пластам) были смяты в изоклинальные скла дки. В центральной зоне, характеризующейся существованием более значительных обнажений, складчатость в породах обнаруживает сравнительно открытые и асимметричные формы.

Оси складок в общем случае имеют север-северо-западную ориентировку с типичными крутыми погружениями на север обычно под углами порядка 60°. Осевые плоскости складок в изоклинально складчатых зонах имеют типичные западные падения порядка 70°.

Осевые плоскости складок подчеркиваются линейным расположением столбчатых выделений кварца в аркозах и осложняющей мелкой складчатостью в метавулканитах среднего состава. Во всех образованиях, входящих в состав пояса, за исключением серпентинизированных дунитов и более поздних интрузивов, развит интенсивный кливаж или сланцеватость осевой плоскости север-северо-западного направления.

В ориентации региональных разломов и трещин устанавливается отчетливое преобладание меридионального направления; аналогичных существенных структур широтного простирания уверенно не выявлено, хотя наличие дополнительного кливажа и единичные случаи присутствия основных даек свидетельствуют о возможности их обнаружения. Наблюдается тенденция к осложнению разломами литологических несогласий, таких, как кремнистые горизонты осадочных пород, которые встречаются в контактах интрузивов.

Региональный метаморфизм. Все породы пояса подверглись региональному метаморфизму нижней ступени зеленосланцевой фации, в результате которого образовались такие минералы, как хлорит, соссюрит, актинолит-тремолит и стильпномелан. Гранаты отсутствуют в породах пояса, однако они встречаются в более древних зеленокаменных образованиях, залегающих ниже регионального несогласия вдоль западной границы, а также в восточной гранитизированной толще.

Допускается, что широко распространенные региональные тальковые изменения ультраосновных пород являются результатом регионального метаморфизма и гидротермальной деятельности, связанной с интрузией гранитов и гранитизацией. Внедрение диоритовых интрузивов или кварцевых жил сопровождалось местными контактовыми тальковыми изменениями ультрабазитов.

Геология месторождения Маунт-Кейт

Морфология серпентинизированных дунитов и ассоциирующегося сульфидного тела. Рассеянно-вкрапленная никелевая сульфидная руда находится в серпентинизированных дунитах, которые, по-видимому, сформировались в виде дайкообразного тела среди метавулканических и метаосадочных пород, слагающих пояс.

Экономически важная минерализация непрерывно протягивается на 1830 м при средней мощности порядка 180 м, достигающей максимальной величины 320 м. Рудное тело погружается вертикально или круто на запад. Бурением установлено, что в самой мощной части зоны минерализация продолжается на глубину более 500 м.

На рис. 3 и 4 в плане и в поперечном разрезе изображены геологическое строение участка месторождения, а также соотношение никелевой минерализации с различными элементами геологии. Самая мощная часть минерализованной зоны занимает почти все серпентинизированные дуниты к югу от линии сетки 82 000 С. К северу от этой линии как дайка, так и минерализованная зона разветвляются, причем восточная, более мощная ветвь содержит сужающееся северное продолжение рудного тела. После указанного разветвления хорошо сохраняются краевая перидотит-пироксенитовая зона и центральная зона рассеянно-вкрапленных сульфидов. К северу от линии 84 000 С дайка сужается и становится секущей с западной стороны, где ее узкие апофизы внедряются в боковые породы.

Состав серпентинитовой дайки. Дайка сложена преимущественно серпентинизированными дунитами с узкими краевыми зонами перидотитового состава. В первично-дунитовой центральной части попадаются очень узкие участки грубозернистых (пегматоидных) серпентинизированных перидотитов, чаще всего неминерализованных; но там, где сульфиды присутствуют, их количество, как и установленное опробованием содержание металлов, превышает среднюю величину. Минерализация в основном заключена в участках серпентинизированных дунитов, а краевые перидотитовые зоны в общем случае неминерализованы.

Серпентинизация оливина привела к образованию очень мелких выделений магнетита, расположенных главным образом в межзерновых промежутках. Различная степень обогащенности магнетитовыми зернами является причиной варьирующей окраски серпентинизированных дунитов; в темных разновидностях отмечается наибольшее количество тонкозернистого «пылевидного» магнетита, а в светлых желто-зеленых разновидностях этот минерал фактически отсутствует. Около 65 % никелевой минерализации находится в черных серпентинизированных дунитах, занимающих центральную часть дайки и окаймленных в основном зелеными или карбонатизированными серпентинизированными дунитами.

Боковые породы и другие интрузивы. Непосредственно примыкающие боковые породы состоят главным образом из метатуфов среднего состава и тонкослоистых туфогенных метаосадочных образований нижней ступени зеленосланцевой фации метаморфизма (тремолит-хлорит-стильпномелан-кварцевые сланцы). Особенностью этих пород является присутствие в них небольшого количества сингенетичного пирита. В составе этой толщи во многих местах исключительно минерализованными оказываются углистые сланцы, находящиеся в тонком тесном переслаивании с кремнями. Непосредственно на западном контакте дайки имеется пиритизированный полосчатый пласт кремней мощностью 6—12 м, частично брекчированный с образованием ремобилизованного жильного кварца. В отдельных участках

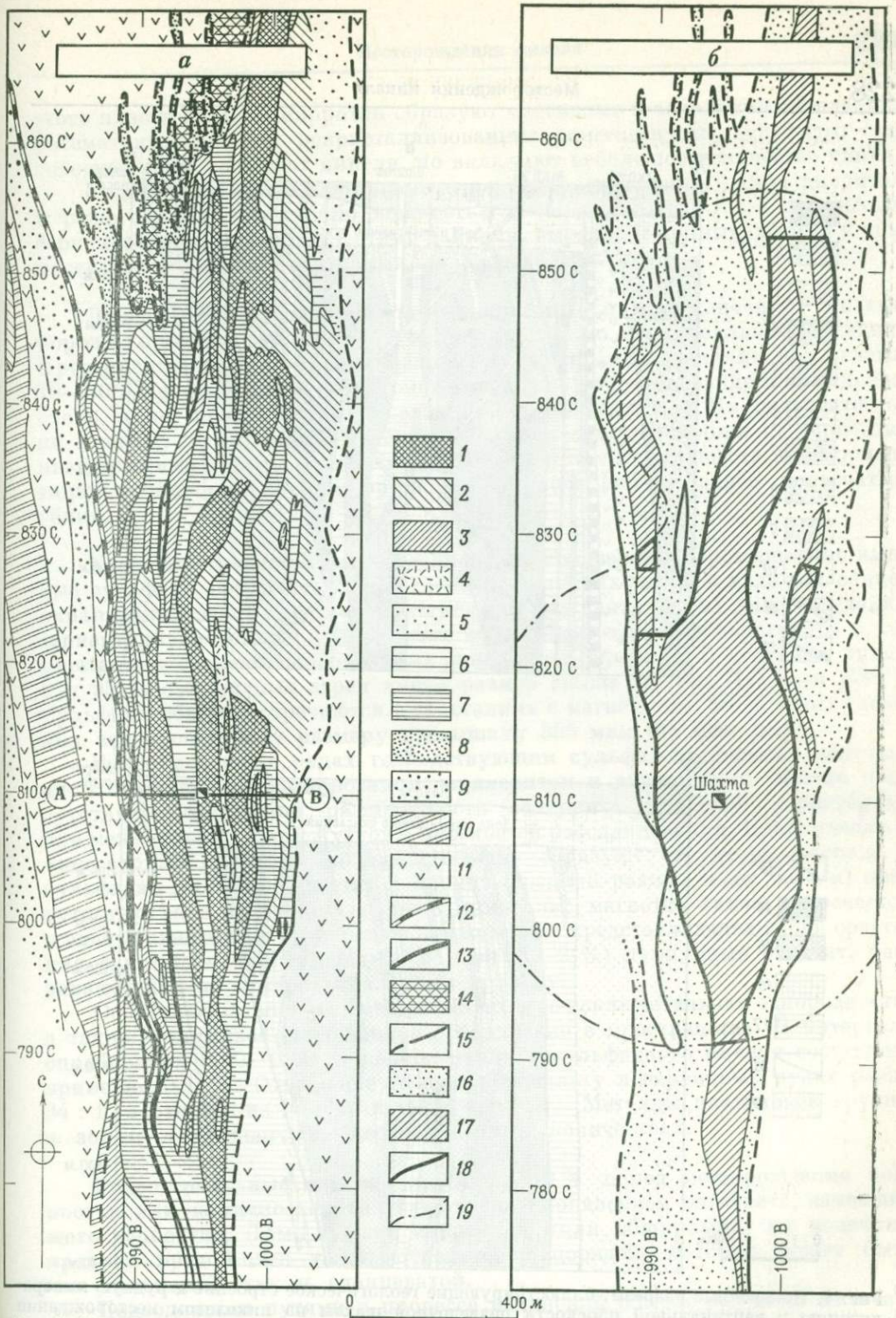


Рис. 3. Планы геологического строения и рудной минерализации горизонта 153 м (глубина 500 футов) никелевого месторождения Маунт-Кейт.

а. **Геология.** *Ультрабазиты:* *1* — черные серпентинизированные дуниты, *2* — темно-зеленые серпентинизированные дуниты, *3* — краевые серпентинизированные периодотиты и пироксениты, *4* — пегматоидные серпентинизированные перидтиты, *5* — недиагностированные ультрабазиты, *6* — интенсивные гидротермальные изменения (карбонатизация, тальк-магнезитовые породы), *7* — умеренные гидротермальные изменения в виде частичной карбонатизации и (или) выделения магнетита, *8* — актинолит-хлоритовые породы, *9* — сланцеватые актинолит-хлоритовые породы, *10* — тальковые сланцы; *боковые породы:* *11* — метавулканиты среднего состава (главным образом тремолит-хлоритовые сланцы и актинолит-стильпномелан-кварцевые породы), *12* — полосчатые кремни с пиритом или пирротином, углистые сланцы; *малые интрузивы:* *13* — диориты (частично метаморфизованные до проявления хлоритизации и соссюритизации); *14* — силицификация.

б. **Минерализация:** *15* — контур рудовмещающих ультрабазитов, *16* — минерализация с концентрацией общего никеля до 0,40%, *17* — минерализация с концентрацией общего никеля свыше 0,40%, *18* — контур для подсчета запасов балансовых руд, *19* — возможная окончательная граница карьера.

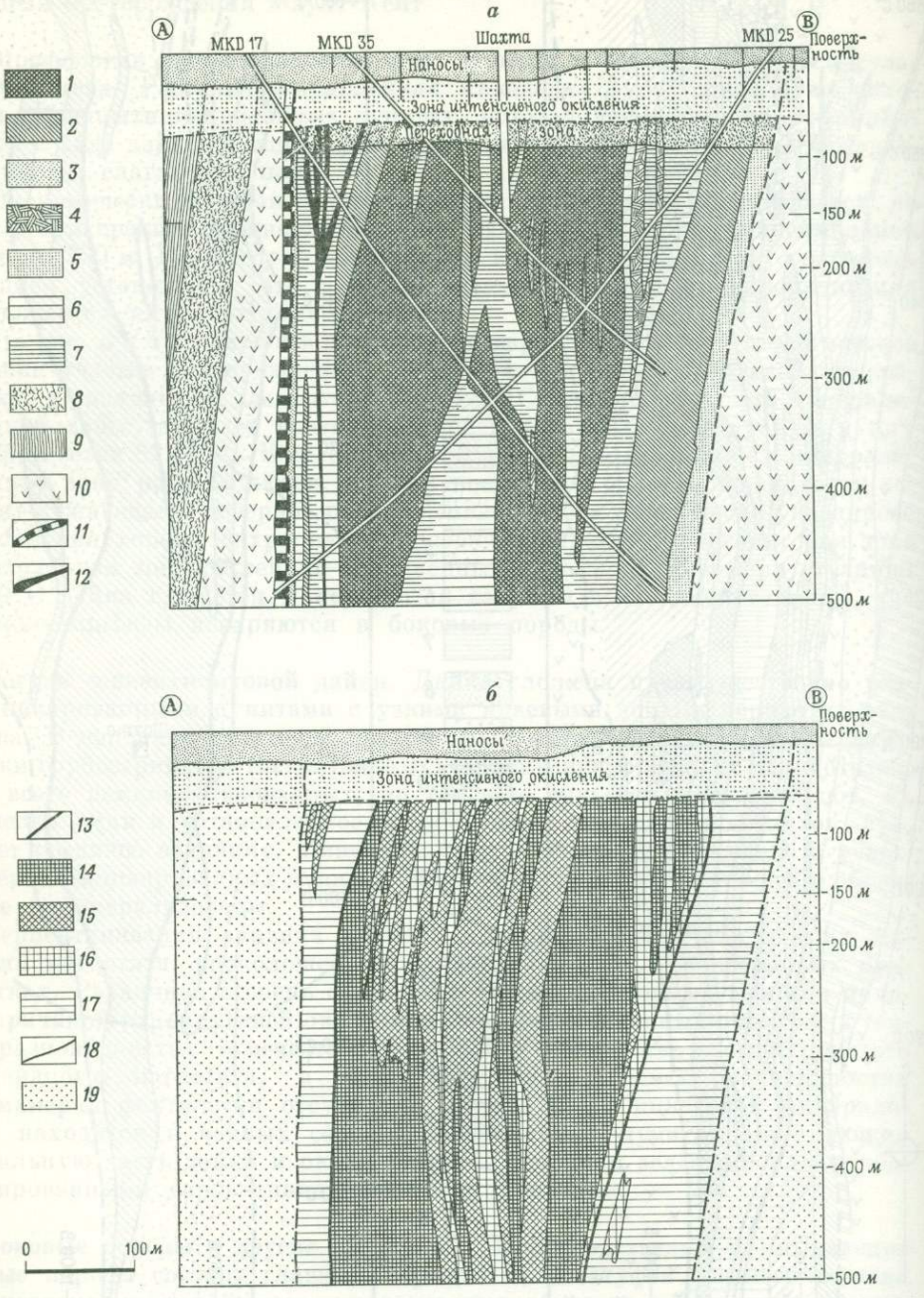


Рис. 4. Поперечные разрезы, иллюстрирующие геологическое строение и рудную минерализацию в вертикальной плоскости разведочной шахты на никелевом месторождении Маунт-Кейт.

а. **Геология.** *Ультрабазиты*: *1* — черные серпентинизированные дуниты, *2* — темно-зеленые серпентинизированные дуниты, *3* — краевые серпентинизированные перидотиты и пироксениты, *4* — пегматоидные серпентинизированные перидотиты, *5* — недиагностированные серпентиниты, *6* — интенсивные гидротермальные изменения (карбонатизация, тальк-магнезитовые породы), *7* — умеренные гидротермальные изменения (частичная карбонатизация и (или) удаление магнезита), *8* — сланцеватые актинолит-хлоритовые породы, *9* — тальковые сланцы; *боковые породы*: *10* — метавулканиты среднего состава (главным образом тремолит-хлоритовые сланцы и актинолит-стильпномелан-кварцевые породы), *11* — полосчатые кремни с пиритом или пирротином, углистые сланцы; *малые интрузивы*: *12* — диориты (частично метаморфизованные до проявления хлоритизации и соссюритизации).

б. **Минерализация.** *13* — граница рудной зоны, проведенная по бортовому содержанию 0,40% Ni, *14* — > 0,64% Ni, *15*—0,50—0,64% Ni, *16*—0,40—0,49% Ni, *17* — < 0,40% Ni, *18* — контур рудовмещающих ультрабазитов, *19* — прочие породы, не относящиеся к рудовмещающим ультрабазитам. Повсюду указаны концентрации общего никеля.

этого пласта пирит и пирротин образуют массивные и зональные скопления, рассматриваемые как рекристаллизованные сингенетичные сульфиды; они совершенно не содержат никеля, но включают небольшое количество цинка.

Рудное тело прорывают достаточно распространенные дайки диоритов и реже оливинового габбро мощностью 3—40 см. Контактовые изменения серпентинитов, связанные с этими дайками, выражены примыкающими к ним массивными тальк-хлоритовыми образованиями.

Локальная структура. Метавулканические и метаосадочные боковые породы, по-видимому, смяты в остроугольные до изоклинальных складки. Простирания пластов меридиональные с западными падениями под углами 70—80°. Кроме того, наблюдается интенсивное рассланцевание или кливаж, очень тесно пространственно связанный со слоистостью. Ни складчатость, ни кливаж, по-видимому, не оказали существенного влияния на серпентинизированные дуниты, исключая появление в них преимущественной ориентации оливиновых псевдоморфоз, придающей породе слабо полосчатый облик.

Характер первичной (неокисленной) минерализации. Промышленно важные сульфиды первичной (неокисленной) зоны находятся в виде рассеянно-вкрапленных зерен среди охарактеризованных центральных участков дайки серпентинизированных дунитов. Эти сульфидные зерна располагаются в интерстициях серпентинизированных кристаллов оливина. В основных типах руд 95 % сульфидных зерен имеют размер свыше 90 мкм (170 меш BSS[1]). Сульфиды обычно встречаются в срастаниях с магнетитом; 80 % таких сложных зерен по своему размеру превышают 355 мкм (44 меш BSS).

В неокисленных рудах господствующим сульфидом является пентландит с подчиненными пирротином, миллеритом и виоларитом. Обычно присутствует безмедистая разновидность валериита, особенно характерная для межзерновых промежутков и плоскостей рассланцевания. Появляющиеся акцессорные сульфиды кобальта обычно образуют структуры распада в сульфидах никеля. Магнетит и хромит (средний размер зерен 0,3 мм) присутствуют как первичные рудные минералы; магнетит также встречается в виде сравнительно крупных сложных зерен, представляющих собой срастания с пентландитом. Довольно обычен (1—2 %) пурпурный стихтит, развивающийся по интерстициальному хромиту.

Особенностью минерализации является ее исключительная однородность, а также отчетливое естественное ограничение в пространстве. В интервале опробования 0,40—0,80 % концентрация несульфидного никеля составляет примерно 0,11%. Отношение никеля к кобальту в первичных рудах равно 34 : 1, а отношение никеля к меди — 60 : 1. Металлы платиновой группы и золото встречаются в несущественных количествах.

Гидротермальные изменения. Около 10 % пород месторождения полностью или частично карбонатизировано с появлением магнезита, замещающего серпентин. Там, где эти изменения были обширными, их конечный продукт представлен тальк-магнезитовой породой, которая может быть как массивной, так и сланцеватой.

Подводящими путями в процессе изменений обычно служили мельчайшие ветвящиеся трещины, наложенные, по-видимому, на породы с первичной структурой. Еще не совсем ясно, превращались ли эти ветвящиеся трещинки в крупные трещины, плоскости отдельности и зоны рассланцевания.

---

[1] British Standart Specification — британские стандартные спецификации.— *Прим. перев.*

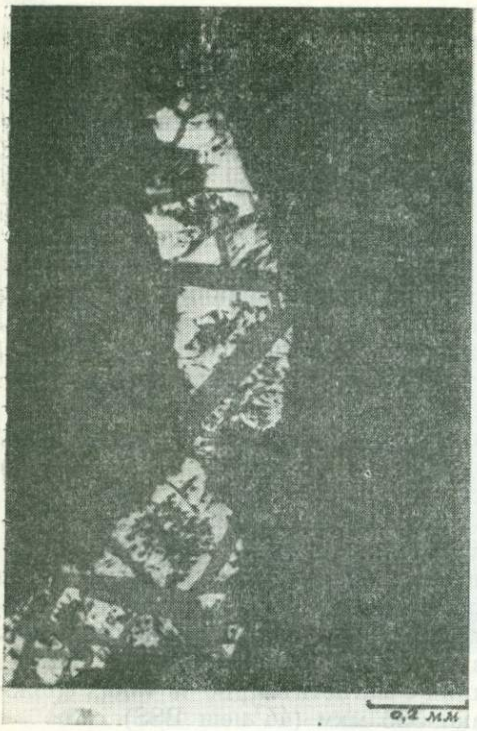


Рис. 5. Полированный шлиф с пентландит-магнетитовыми прорастаниями.

Серый цвет — прорастания пентландита, контролируемые октаэдрическими плоскостями магнетита; черный — серпентинизированные рудовмещающие дуниты. (Образец из буровой скважины MKD 32, глубина 927 футов.)

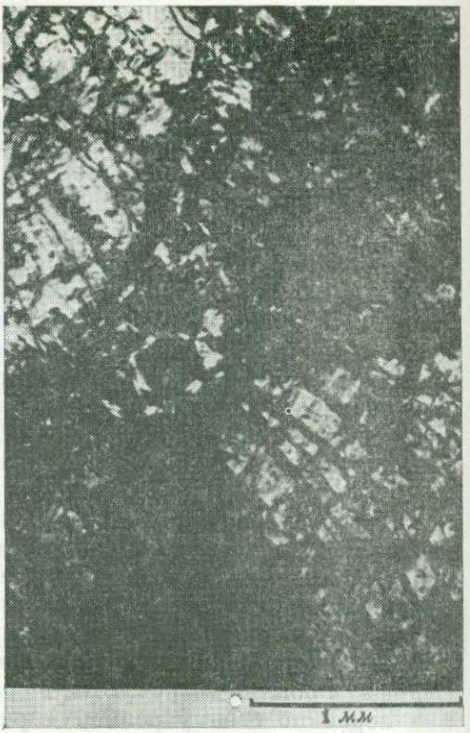


Рис. 6. Пентландит (в окружении пироаурита), локализованный в интерстициях зерен оптически отличающегося серпентина, псевдоморфно заместившего оливин.

Частично измененный серпентинит характеризуется изменением своей окраски до бледно-зеленой, что происходит, очевидно, в результате удаления магнетита из интерстиций. Другая особенность ранней стадии изменений заключается в явной рекристаллизации серпентина, распространяющейся в стороны от вышеназванных трещин. Появляющиеся в результате изменений новообразования могут, по-видимому, варьировать от лизардита до антигорита, а новообразованные структуры — от нормальной ситовой («типа песочных часов») до радиальной волокнисто-пластинчатой.

Не установлено, как изменялись сульфиды в ходе этих процессов. Нормальное положение сульфидов — в интерстициях серпентинизированных оливиновых зерен; переотложение их в наложенные «трещинные» структуры, видимо, было минимальным. Там, где это имело место, встречаются концентрации никеля до 2 %, что вызвано увеличением содержаний сульфидов в ограниченных локальных зонах. Изменения состава также, вероятно, были минимальными, хотя и замечено, что миллерит и виоларит приурочены лишь к бледно-зеленым или сильно карбонатизированным разновидностям неокисленного серпентинита. Установлены редкие минералы аваруит и хизлевудит. Никельсодержащий пирит (бравоит) находится главным образом в трещинах тальк-магнезитовых пород.

Наименее измененные участки черных серпентинизированных дунитов наиболее далеко удалены от краев дайки. Краевые зоны характеризуются тальк-магнезитовым составом пород, являющихся карбонатизированными

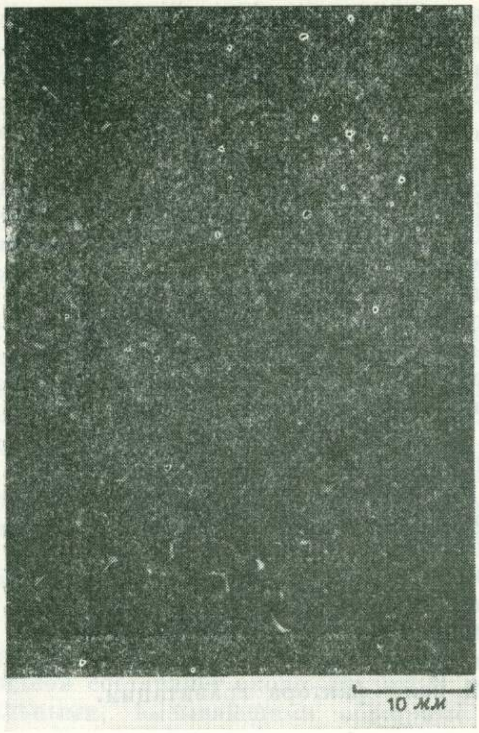


Рис. 7. Полированная поверхность образца руды из разведочной шахты.

Виден рассеянный в интерстициях пентландит среди темной серпентинизированной рудовмещающей дунитовой массы.

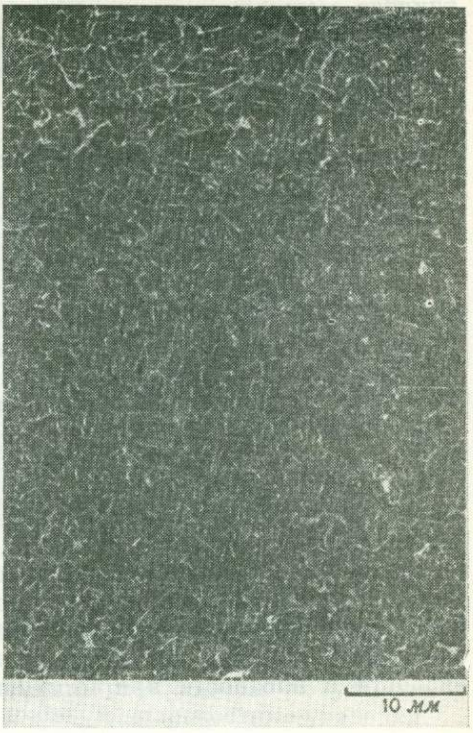


Рис. 8. Обратная сторона образца, изображенного на рис. 7.

Поверхность протравлена кислотй. Отчетливо выявляется трещинная структура и зарождающееся карбонатное изменение, накладывающиеся на плотные серпентинизированные зерна оливина.

разновидностями или безмагнетитовыми бледными желто-зелеными серпентинитами. Симметричный характер такого распределения сохраняется даже в случае расщепления дайки (рис. 3).

Зона гипергенеза и породы вскрыши. Гипергенные «руды» близки к не окисленным рудам как по содержанию металла, так и по внешнему виду, отличаясь тем, что пентландит в них полностью замещен виоларитом с одновременным образованием подчиненных количеств марказита и пирита. Верхняя граница гипергенной зоны находится приблизительно на глубине около 60 м от поверхности; она маркируется окислением сульфидов в гематит и вхождением никеля в карбонатную и силикатную составляющие. Нижняя граница выражена зоной перехода, в которой наблюдается постепенная смена виоларита пентландитом; она расположена на глубине от 80 до 90 м. Одним из визуальных признаков перехода от неокисленной зоны к зоне гипергенеза является изменение окраски стихтита от пурпурной к зеленой.

Признаки выветривания местами устанавливаются до глубин свыше 150 м, однако такие глубины зафиксированы лишь на участках непосредственных контактов или в трещинных зонах серпентинитов. Важнейшими свидетельствами выветривания являются перераспределения магния, кремнезема и магнетита.

Вскрышные породы состоят приблизительно из 20-метровой толщи аллювия и перекрытой ею латеритизированной и окисленной части серпен-

тинитов мощностью около 65 м, сложенной ожелезненными латеритами и яшмами, глинами, магнезитом, карбонатами никеля, а также вышеописанными гипергенными рудами. Современный уровень грунтовых вод находится на глубине 30 м.

Генезис месторождения Маунт-Кейт

Ниже следует резюме мнений геологов, которые были тесно связаны с реализацией проекта разведки месторождения Маунт-Кейт, а также взглядов геологов-исследователей, изучавших месторождение.

Глубокий, проходящий сквозь фундамент раскол, согласный по простиранию с направлением региональных структур и расположенный приблизительно вдоль центральной оси пояса метавулканических и метаосадочных пород, достигал верхнемантийной дунитовой магмы. Постулируется, что готовые к раскристаллизации оливины и захваченные дискретные никелевые сульфидные фазы поднимались вверх по центральной части трещины, а в краевых частях, вероятно, поднималась сложная кристаллически-жидкая смесь перидотитового состава. Хромит и, возможно, часть магнетита были первичными окисными составляющими этой магмы. Серпентинизация и кристаллизация сульфидов, очевидно, происходили одновременно.

Наиболее важным свидетельством в пользу «магматического» генезиса является наличие центральной, обогащенной сульфидами зоны и краевых, богатых пироксеном зон там, где дайка расщепляется (рис. 3 и 4). Распределение различных фаз, по-видимому, происходило вследствие различия в их вязкости и плотности при минимальной роли фактора гравитации.

Благодарности

Эта статья опубликована с разрешения объединенного предприятия родственных компаний проекта Маунт-Кейт, а именно: Metals Exploration N. L., Freeport of Australia Inc., Australian Consolidated Minerals N. L.

Авторы выражают также благодарность за помощь отделу минералогии лабораторий минеральных исследований Государственной научно-промышленной исследовательской организации (C.S.I.R.O.) в Перте и факультету геологии Университета Западной Австралии.

Список литературы

1. *O'Driskoll E. S. T.*, Deformational concepts in relation to some ultramafic rocks in Western Australia, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., No. 3, 351—366, 1971.
2. *Durney D. W.*, A major unconformity in the Archaean, Jones Creek, Western Australia, J. geol. Soc. Aust., 19, pt. 2, 251—259, 1972.

Персиверанс, Агнью

Дж. Мартин, П. Оллчерч

Общие сведения

Никелевое месторождение Персиверанс, названное по имени местной гидрогеологической скважины, расположено в 330 км к северу от Калгурли, Западная Австралия, и имеет координаты 27°49′ ю. ш., 120°42′ в. д.

J. E. Martin, General Manager, Exploration, Australian Selection (Pty.) Ltd.; *P. D. Allchurch*, Senior Geologist, Australian Selection (Pty.) Ltd.

Месторождение приурочено к тому же самому зеленокаменному поясу, в котором находятся месторождения Маунт-Кейт и Сикс-Майл; оно было открыто в апреле 1971 г. после обнаружения поверхностных выходов типа железной шляпы в благоприятной структуре, оконтуренной при геологическом картировании и наземной магнитометрии.

Открытие знаменовало собой кульминационный момент семилетних поисковых работ на цветные металлы с использованием современных воздушных и наземных методов разведки в районе развития архейских пород, выбранном в качестве перспективного вследствие наличия в нем нескольких известных ранее мелких рудопроявлений меди.

Ударное бурение, начатое в мае 1971 г., сменилось в июне этого же года алмазным бурением. К сентябрю 1972 г. на основе 127 пройденных скважин алмазного бурения общей длиной 45 590 м были определены запасы сульфидных руд в 33 млн. т со средним содержанием никеля 2,2 % при бортовом его содержании 1 %. Успешно осуществляется исследование возможности проведения горно-эксплуатационных работ.

В настоящей работе приводится описание геологического строения участка месторождения на уровне современных знаний, и, поскольку исследования еще продолжаются, особо подчеркивается его предварительный характер.

Физико-географические условия

В этой части Австралии с аридным климатом, отличающимся жарким летом и мягкой зимой, среднее годовое количество эпизодически выпадающих осадков составляет около 200 мм. В отдельных случаях дожди могут быть сильными, вызывающими обширные русловые и плоскостные паводки. В условиях засухи, сильной испаряемости и неплодородных истощенных почв выживает лишь редкий, разбросанный кустарник.

Сливающиеся ручейки дренируют хребты зеленокаменных пород; большинство из этих ручейков теряется в окружающих песках или аллювиальных равнинах. Ручейки образуют дендритовую сеть, радиально расходящуюся приблизительно от высшей точки Агнью-Блафф к солончакам на севере, юге и востоке.

Район является частью Великого плато. Сглаженный рельеф имеет среднюю отметку 500 м над уровнем моря и характеризуется относительными превышениями около 50 м. Основными элементами ландшафта являются крупные обрывы (или откосы); дополняющие их педименты усыпаны обточенными ветром камнями (остаточным гравием), свидетельствующими о том, что в эволюции ландшафта главным эрозионным процессом был размыв щита.

Имеются две эрозионные поверхности. Верхняя является доминирующей; она состоит из серии плоских поверхностей, слабо наклоненных в различных направлениях и создающих общую уплощенную панораму. Эта поверхность совпадает с верхней частью латеритного слоя и, как полагают, имеет третичный возраст; над ней возвышаются единичные останцы. Педименты более молодой поверхности, находящейся приблизительно на 3 — 15 м ниже древней поверхности, наилучшим образом развиты на гнейсах.

Большая часть района перекрыта остаточными и перемещенными рыхлыми отложениями. Широко распространенный латерит местами перекрыт калькретом, на котором спорадически залегает горизонт гравия. В понижениях рельефа присутствуют калькрет и эоловый песок.

Региональная геология

Месторождение Персиверанс расположено на восточном фланге зеленокаменного пояса, протягивающегося в север-северо-западном направлении от Леоноры до участка севернее Уилуны, где блок Йилгарн Западно-Австра-

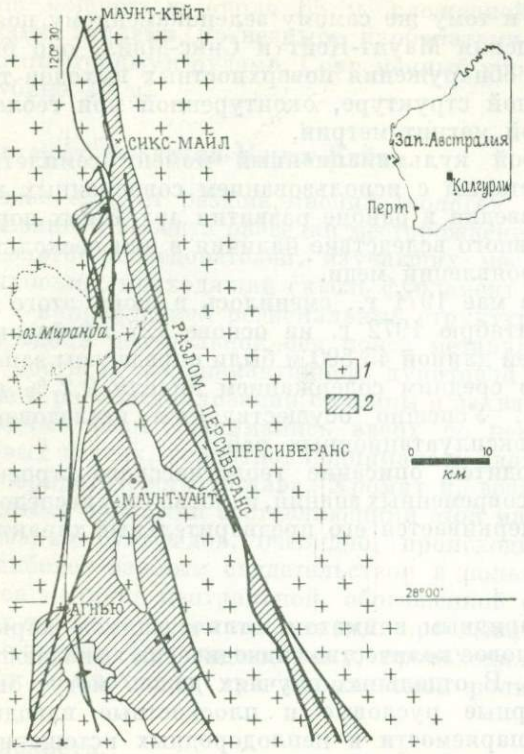


Рис. 1. Региональная геологическая карта.

1 — граниты; *2* — зеленокаменные породы.

лийского щита перекрывается протерозойскими осадочными породами (рис. 1).

Ширина пояса варьирует от 2 до 20 км; он включает главным образом метавулканические и метаосадочные породы, а также ультрабазиты. В разрезе пояса могут быть выделены три толщи: нижняя вулканитовая основного состава с подчиненными кислыми прослоями, средняя осадочная и верхняя вулканитовая основного состава. Ультраосновные породы присутствуют в каждой из этих толщ. Степень метаморфизма в общем соответствует нижней ступени зеленосланцевой фации, однако местами она достигает гранат-амфиболитовой фации.

Структура очерчена по аэромагнитным картам, составленным Бюро минеральных ресурсов. Оси складок имеют преимущественное север-северо-западное простирание, соответствующее генеральному направлению структур в блоке Йилгарн.

В тектонической структуре пояса доминирующими являются разрывные нарушения, связанные с линеаментом Лейк-Рейсайд, определяющим главные черты строения кристаллического фундамента и описанным О'Дрисколлом [5]. Протяженные разломы расчленяют зеленокаменные породы на блоки и большей частью определяют их границы с окружающими гранитами и гнейсами; очевидно, что своей сохранностью пояс обусловлен своим расположением в сложном грабене.

Для гранитов, развитых в районе, устанавливаются два возраста. Возрастные соотношения более древних из них рассмотрены в работе Дарни [1]; более молодые, локализованные вдоль зон разломов, внедрились после формирования зеленокаменных пород.

В районе Агнью, включающем Персиверанс, главными структурными элементами являются антиклиналь Агнью и сопряженная с ней на востоке

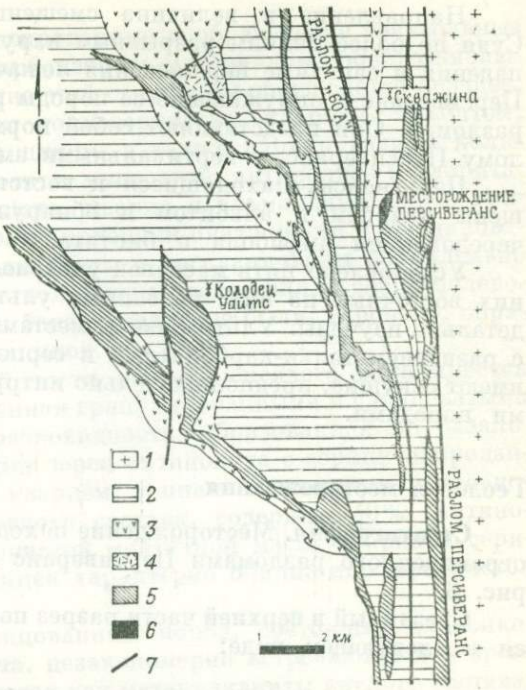


Рис. 2. Геологическая карта района Персиверанс.

1 — граниты; *2* — метаосадочные породы; *3* — вулканиты основного состава; *4* — габбро; *5* — ультраосновные породы; *6* — минерализация; *7* — разрывные нарушения.

синклиналь Маунт-Уайт. Месторождение Персиверанс локализовано далее на северо-восток в пределах блока, отделенного разломами от этих структур. Считается, что горизонтальная амплитуда смещения вдоль западного разлома, отделяющего Персиверанс от Маунт-Уайт, составляет 15 км. Разлом, маркирующий восточную границу блока Персиверанс и упоминаемый нами как разлом Персиверанс, может быть прослежен на расстоянии свыше 100 км.

Более детально геологическое строение окружающей месторождение территории в 100 км^2 показано на рис. 2. Хотя на этой площади проведено мелкомасштабное картирование с помощью аэрофотоснимков, аэромагнитометрии с низких высот и шнекового бурения, выявление полевых соотношений пород затруднительно вследствие слабой обнаженности и выветривания последних.

На этой территории присутствуют лишь две верхние толщи, сложенные соответственно метаосадочными и перекрывающими их метавулканическими породами с ассоциирующимися ультрабазитами. Толща метаосадочных пород сложена тонкозернистыми псаммитовыми и пелитовыми сланцами, содержащими прослои вулканитов. Ее максимальная горизонтальная мощность, вероятно завышенная за счет складчатости, достигает 2000 м.

Вулканиты представлены типичными тонкозернистыми базальтами, местами обнаруживающими подушечную текстуру; в настоящее время они состоят из матриксных актинолитовых зерен с плагиоклазом в интерстициях. В этой толще мощностью до 1500 м, интрудируемой габбро, встречаются тонкие прослои кремней.

Данная толща основных вулканитов выполняет трог в асимметричной синклинали, полого погружающейся на северо-запад. Западное крыло этой складки умеренно наклонено на восток, а восточное крыло падает круто на запад, срезаясь разломом «60 А». Круто падающие на запад слои, заключенные между разломами «60 А» и Персиверанс, как считают, являются частью перевернутого крыла антиклинали.

Направление и величина смещений главных разломов неизвестны. Судя по более мелким разрывным нарушениям, они могут иметь западные падения и западные перемещения лежачего крыла. Ультрабазитовая линза Персиверанс и окружающие ее породы разбиты серией из шести локальных разломов. Они представляют собой нормальные сбросы, параллельные разлому Персиверанс, с вертикальными амплитудами смещения до 300 м.

Парагнейсы, находящиеся к востоку от разлома Персиверанс, обогащены кварцем и альбитом и обнаруживают полосчатость, выраженную чередованием амфибола и биотита.

Установлено пять массивов ультраосновных пород, но лишь два крайних восточных из них, названных ультрабазитами Персиверанс и «60 А», детально изучены. Ультрабазиты местами рассланцованы и смяты в складки с развитием тальк-карбонатных и серпентин-хлоритовых зон. Местами они имеют секущие, предположительно интрузивные соотношения с окружающими породами.

Геология месторождения

Стратиграфия. Месторождение находится внутри блока шириной 1100 м, ограниченного разломами Персиверанс и «60 А» так, как это показано на рис. 3.

Срезанный в верхней части разрез пород с запада на восток представляется в следующем виде:

	Мощность, м	
Ультрабазиты «60 А»	100—130	Разрез висячего бока
Метаосадочные породы	50—140	
Метабазитовые вулканиты, включая туфы	100	
Метаосадочные породы	70—400	
Ультрабазиты Персиверанс	20—700	Разрез лежачего бока
Метаосадочные породы	0—100	
Восточные ультрабазиты	100	
Метаосадочные породы	0—100	

Ультрабазиты «60 А» представляют собой серпентин-хлорит-тальк-карбонатные образования, характеризующиеся чередованием сланцеватых и грубозернистых пластов с выделяющимися лейстами в структуре последних. Сланцеватые пласты осложнены мелкой складчатостью и состоят из тончайших пропластков тальк-карбонатного и серпентин-хлоритового составов. Грубозернистые пласты содержат лейсты и пластинки серпентина

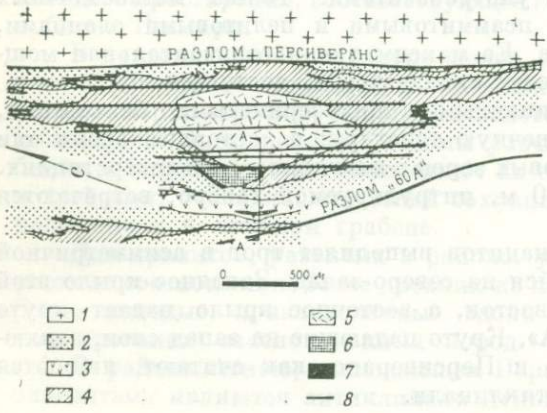


Рис. 3. План линзы ультраосновного состава Персиверанс.

1 — граниты; *2* — метаосадочные породы; *3* — метавулканические породы; *4* — серпентиниты; *5* — дуниты; *6* — рассеянно-вкрапленные сульфиды; *7* — массивные сульфиды; *8* — разрывные нарушения.

длиной до 4 см, беспорядочно ориентированные и образующие треугольные интерстиции, выполненные тальк-карбонатным материалом, обнаруживающим ориентировку в образце. Значение этой структуры обсуждается позднее.

Метаосадочные породы сложены тонкозернистым кварцем, альбитом, микроклином и подчиненным альмандином, а также варьирующими количествами ориентированных зерен биотита, мусковита, актинолита и хлорита. Обычны порфиробласты полевого шпата, кварца и альмандина; зерна граната заметно удлинены и обнаруживают признаки окатанности и трещиноватости. Местами метаосадочные породы смяты и рассланцованы параллельно слоистости. Слои с меньшим количеством слюды представляли собой полевошпатовые песчаники, в то время как более слюдистые были, вероятно, образованы за счет аргиллитовых песчаников.

Приблизительно в центральной части разреза висячего бока имеется пачка мощностью около 100 м, сложенная гранулированными и сланцеватыми амфиболитами. Гранулированная разновидность, образованная по базальтам, состоит на 70% из идиоморфных зерен актинолита с серицитизированным плагиоклазом и подчиненным кварцем; темная сланцеватая разновидность, представляющая туфы основного состава, содержит 40% актинолита, ориентированного в тонкозернистой мозаичной массе кварца и серицитизированного альбита. Для сланцев характерно обилие порфиробластов альмандина.

Маломощные пласты нерассланцованных пород, состоящие из тонкозернистого кварца и полевого шпата, незакономерно встречаются в разрезе метаосадочных толщ и рассматриваются как метавулканиты кислого состава.

Боковыми породами главного тела ультрабазитов являются слабо рассланцованные стекловатые полевошпатовые кварциты мощностью около 80 м. Видимых признаков контактового метаморфизма в них не устанавливается.

Ультрабазиты Персиверанс содержат никелевую минерализацию. Они образуют асимметричную линзу длиной в 5 км, мощность которой увеличивается от нескольких метров на участках выклинивания до максимальной величины 700 м. Западный контакт заметно извилистый и зазубренный благодаря мелким разломам.

Восточные ультрабазиты представлены в основном тальк-карбонатными породами. Они отделены от главного тела разломами и отщеплением метаосадочных пород.

Петрология ультрабазитов Персиверанс. Ультрабазиты Персиверанс представляют собой тело дунит-серпентинитового состава с центральным дунитовым ядром. Дуниты состоят из плотной мозаики гипидиоморфных зерен оливина размером до 1 см. Оливиновые зерна имеют светло-коричневую окраску, не плеохроируют и, будучи оптически однородными, могут иметь внешнюю узкую бесцветную зону (рис. 4). Электронно-зондовый микроанализ, выполненный C.S.I.R.O.[1] в Перте, дал состав, соответствующий форстериту FO_{92-94}.

Более крупные зерна характеризуются наличием общих тройных пограничных точек; такого рода структуры свидетельствуют о метаморфической природе равновесной мозаики зерен; однако наблюдаемая зональность указывает на их адкумулатный рост, свойственный магматической кристаллизации.

В большинстве зерен обнаруживается очень хорошая спайность, причем во многих из них — в двух направлениях. Обычны цементные струк-

[1] Commonwealth Scientific Industrial Research Organisation — Государственная научно-промышленная исследовательская организация.— *Прим. перев.*

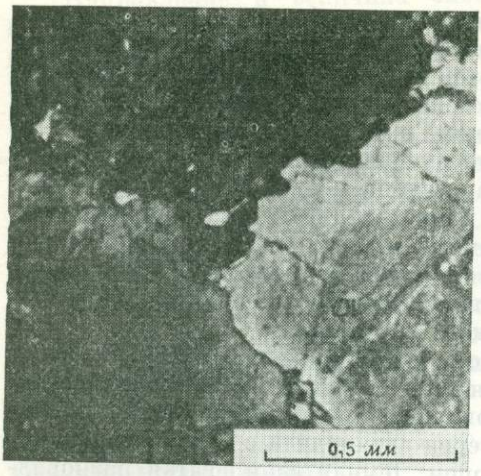


Рис. 4. Крупнокристаллический гипидиоморфно-зернистый дунит.

Следует обратить внимание на бесцветные каемки и спайность оливинов, встречающиеся в тройной точке контакта. (Николи скрещены, проходящий свет.)

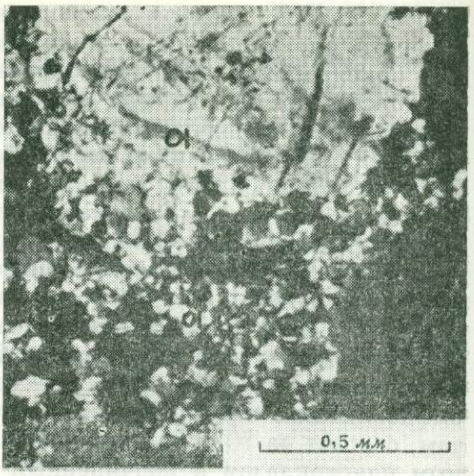


Рис. 5. Дунитовый катаклазит.

Видно крупное выделение оливина, окруженное цементом из тонкозернистого оливина. В матриксе присутствуют также непрозрачные сульфиды. (Николи скрещены, проходящий свет.)

туры, причем более крупные зерна разбиты трещинами с незначительным поворотом решетки минерала, что свидетельствует о катакластическом характере деформаций (рис. 5).

Невыдержанная переходная зона частично серпентинизированных дунитов с тальком и карбонатом отделяет дуниты от дунит-серпентинитов. В переходной зоне серпентинизация развивается по спайности, затем распространяется по неправильным трещинкам в массе оливина.

Толстая корка дунит-серпентинитов, окружающая дуниты, имеет темно-зеленую окраску и обнаруживает первичную зернистую структуру.

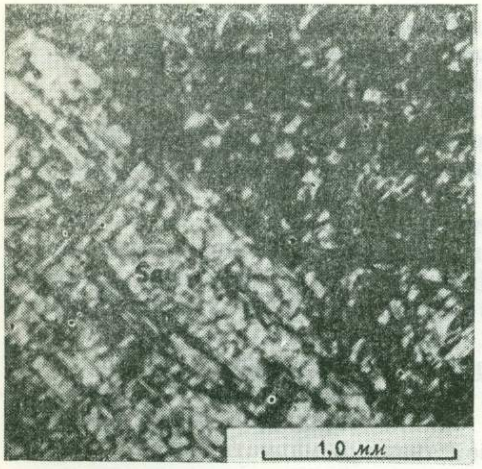


Рис. 6. Дунит-серпентинит.

Следует обратить внимание на грубозернистую структуру и сохранение направлений спайности бывшего оливина. (Николи скрещены, проходящий свет.)

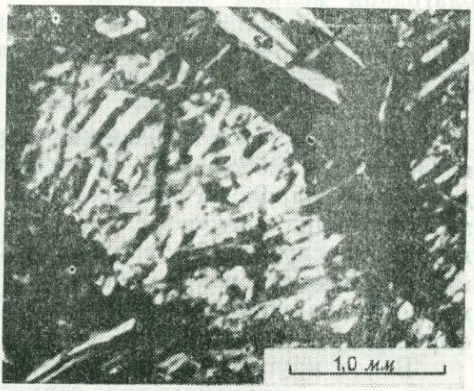


Рис. 7. Серпентинит со структурой, характеризующейся четко выделяющимися крупными лейстами.

Лейсты состоят из иголочек серпентина, окружающих ядра темно-серого оливина. Треугольные межлейстовые промежутки заняты тонкозернистой массой серпентина. (Николи скрещены, проходящий свет.)

Главными минералами являются антигорит и хризотил, в подчиненном количестве присутствует хлорит обычно тонкозернистой структуры. Местами порода карбонатизирована (рис. 6).

В дунит-серпентинитах присутствуют зоны грубозернистых с выделяющимися лейстами структур, ассоциирующихся с рассланцеванием. Лейсты имеют преимущественно серпентиновый состав, но в одном шлифе, показанном на рис. 7, такое образование содержит до 20% оливина. Местами лейсты, вероятно, секут сланцеватость, присущую тальк-карбонатному материалу, заполняющему интерстиции между ними. Треугольной формы интерстиции между лейстами могут быть также выполнены сульфидами, перистым серпентином и редко реликтовым оливином.

Подобные структуры, якобы свидетельствующие о рекристаллизации серпентина, были описаны Килберном и др. [3] в породах Канады. Наша интерпретация состоит в том, что данная структура образована вторичным ростом лейст оливина за счет серпентина; энергии этой рекристаллизации было достаточно, чтобы сформировать идиобласты, способные прорастать сульфиды. Впоследствии оливины были в значительной степени ресерпентинизированы.

Минерализация

Распределение рудных минералов. В пределах контура ультрабазитовой линзы Персиверанс главный участок минерализации примыкает к западному контакту. Сульфиды присутствуют почти на всем протяжении этого контакта как по простиранию, так и на разведанную глубину, достигая наибольшей концентрации в участке его прогиба. Плита массивных сульфидов является килевой частью данной структуры, круто погружающейся на юг.

Как можно видеть на рис. 3, 8 и 9, массивные сульфиды обычно близки, или «приморожены», к контакту; они могут состоять из трех или четырех полос, разделенных серпентинитами.

Зона массивных сульфидов постепенно переходит в широкую зону рассеянно-вкрапленной минерализации, которая местами распространяется через дунит-серпентиниты в дуниты. В целом интенсивность минерализации уменьшается в восточном направлении. Богатая рассеянно-вкрапленная минерализация отходит от контакта в глубину и к югу вдоль его простирания.

Во многих местах среди массивных руд присутствуют полуокатанные включения кварцитов. Это брекчирование могло происходить до отложения ультрабазитов, но в основном оно, по-видимому, связано с поздними разрывными нарушениями. Послерудные разломы рассекали как вмещающие, так и боковые породы, содержавшие местами массивные сульфиды, которые, вероятно, мигрировали от зоны контакта.

Близ поверхности зона богатых руд имеет длину по простиранию 530 м, прослеживаясь на глубину 1000 м.

По бортовому содержанию никеля, равному 1%, оконтурены три рудных тела. Верхнее рудное тело № 1 имеет максимальную горизонтальную ширину 100 м в своей приповерхностной части, сужаясь до нескольких метров на глубине 200 м ниже поверхности. Далее вниз содержания и мощности увеличиваются с образованием рудного тела № 2, которое прослеживается от глубины 250 м до глубины 800 м ниже поверхности и имеет форму бараньей ноги шириной 80 м в своей нижней части.

Несколькими скважинными подсечениями устанавливается наличие третьего тела, расположенного к востоку от второго и отделяющегося от него разломом.

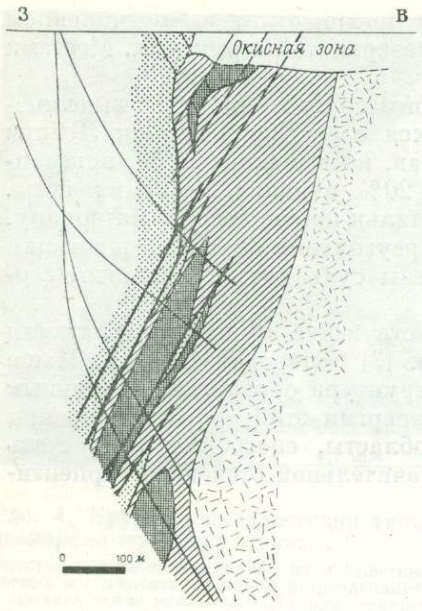


Рис. 8. Геологический поперечный разрез.
1 — метаосадочные породы; *2* — серпентиниты; *3* — дуниты; *4* — массивные сульфиды; *5* — рассеянно-вкрапленные сульфиды; *6* — разрывные нарушения.

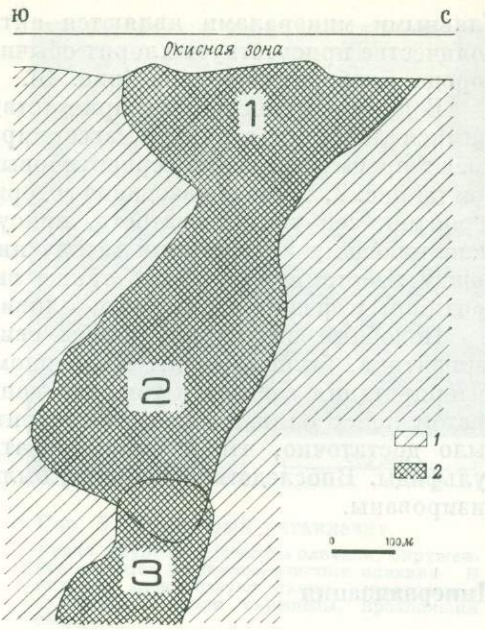


Рис. 9. Продольная проекция рудных тел на вертикальную плоскость.
1 — серпентиниты; *2* — минерализация.

Минералогия руд. На месторождении наблюдается отчетливая вертикальная минеральная зональность, связанная с выветриванием и процессами вторичного изменения. Согласно Никелу и др. (в печати), различаются следующие зоны:

0—50 м — *окисная зона*; основание совпадает с уровнем грунтовых вод
50—200 м — *виоларит-пиритовая зона*
Ниже 200 м — *первичная зона*; пентландит и пирротин

Границы между зонами постепенные и невыдержанные, особенно в случае окисной зоны, когда воды просачивались вниз по разломам и трещинам, в результате чего возникали глубокие участки окисления и силицификации.

Первичная зона. Первичная зона состоит в основном из пентландита и пирротина, находящихся в соотношении 1 : 3. Пирротин главным образом гексагональный, с редкими структурами распада, образованными ламеллями пентландита. Второстепенными минералами являются халькопирит и эвгедральный пирит, которые могут находиться в эвтектическом прорастании. С сульфидами ассоциируется магнетит. Отношение Ni : Cu в руде составляет приблизительно 25 : 1.

Массивные сульфиды обычно полосчатые: более крупнозернистый пентландит образует тонкие прослои в более тонкозернистом пирротине. Пентландит имеет тенденцию образовывать кайму вокруг включений кварцитов в сульфидной брекчии.

Рассеянно-вкрапленная минерализация приурочена главным образом к интерстициям силикатов; в тех случаях, когда эта минерализация сгущается, могут формироваться, в соответствии с номенклатурой Ханкока и др. [2], матриксные сульфиды. Внутризерновые глобули редки. В дуните преобладают тесно сросшиеся зерна пентландита и пирита (рис. 10). В дунит-серпентините главным сульфидом является пирротин.

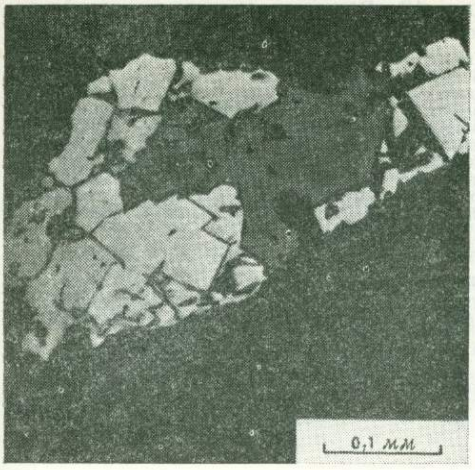


Рис. 10. Интергранулярные первичные сульфиды в дуните.

Видны эвгедральный пирит, пентландит (серый) и магнетит (темно-серый). (Плоскополяризованный отраженный свет.)

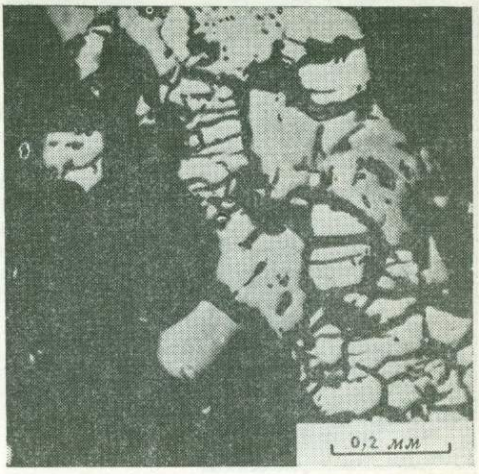


Рис. 11. Интергранулярные первичные сульфиды в дунит-серпентините.

Видны пирротин (серый), пентландит (более светлый) и магнетит (темно-серый). Жилка сульфида типа валериита рассекает серпентин в левой части поля. Следует обратить внимание на дилатацию зерен при внедрении серпентина и магнетита. (Плоскополяризованный отраженный свет.)

В процессе серпентинизации сульфиды претерпевали изменения структуры и состава. Зерна часто растащены или разорваны внедрявшимися вдоль границ и по трещинам магнетитом или серпентином. Изменения состава заключаются в образовании минерала типа валериита (Дж. Джаст, личное сообщение; неопубликованный отчет AMDEL). Поскольку этот минерал имеет в своем составе сульфидное железо и гидроокись магния, он легко диагностируется по сильному двуотражению. Он образует прожилки, которые либо примыкают к сульфидам, либо прорывают силикаты (рис. 11).

Виоларит-пиритовая зона. Самым распространенным минералом этой зоны является пирит, образующий в общем случае слоистые псевдоморфозы по пирротину; в нем могут находиться включения магнетита и марказита. Виоларит обычно замещает пентландит, характеризуясь октаэдрической спайностью, развивающейся по реликтовым остаткам исходного минерала. Минералогические изменения первичных сульфидов, происходящие в ходе развития этой зоны, показаны на рис. 12.

Окисная зона. Верхние 12 м сложены коричневыми стекловатыми яшмами с раковистым изломом, т. е. образованиями, которые мы называем железной шляпой. Порода, будучи состоящей из халцедоновидного лепидокрокита и гётита, превосходно сохраняет гранулярную структуру дунит-серпентинитов с лимонитовыми минералами в интерстициях, заместившими бывшие здесь сульфиды. Магнетит частично превращен в гематит, или гётит. Химический состав железной шляпы отвечает примерно 70% SiO_2 и 30% Fe_2O_3; количество магния не превышает 1%, а содержания никеля и кобальта составляют 4000 и 1000 млн$^{-1}$ соответственно.

Породы на глубине ниже 12 м также имеют коричневую окраску и сложены в основном халцедоном с лимонитом; однако местами они приобретают губчатоподобный и яшмовидный облик с узкими зонами бледно-зеленого осветленного серпентина. В этой части разреза содержание магния увеличивается до значений, превышающих 5 %; среднее содержание никеля составляет 1,5 %, а меди — 1000 млн$^{-1}$.

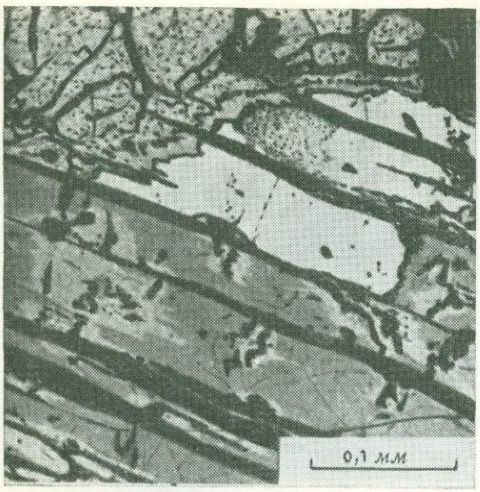


Рис. 12. Развитие вторичных сульфидов по первичным.

Пирит (белый различных оттенков) и марказит (белый в точках) частично замещены пластинчатым гексагональным пирротином (серый), который неравномерно превращен в моноклинный пирротин (светло-серый). Наверху слева зерно виоларита, замещающее пентландит, обнаруживает типичную октаэдрическую спайность. Вариации в оттенках пирита обусловлены различными содержаниями никеля. (Масляная иммерсия, плоскополяризованный отраженный свет.)

Присутствуют крустификационные прожилки халцедона с присыпкой кристаллов карбоната или корочками яблочно-зеленого минерала, возможно, таковита — водного никелево-алюминиевого гидроокисла.

Помимо частичного выщелачивания в верхней 12-метровой зоне содержание никеля обнаруживает лишь небольшие вариации при движении вниз по разрезу всех зон, несмотря на то что он вовлечен в существенные минералогические преобразования. Это свидетельствует о почти изохимическом характере последних.

Заключение

В аспекте научных исследований на месторождении, представляющем великолепный объект для изучения, предстоит выполнить массу детальных работ.

Все имеющиеся данные указывают на происшедшую интрузию дунитов, в потоке которых со стороны лежачего бока концентрировались тяжелые несмешивающиеся мобильные сульфиды подобно тому, как описано Уилсоном и др. [6].

Современное «висячее» положение минерализации обусловлено, по-видимому, перевернутым положением разреза. Сохранность дунитового ядра объясняется его значительной массой и наличием вокруг него защитной серпентинизированной оболочки.

Благодарности

Авторы обязаны руководству компании Australian Selection (Pty.) Ltd. за разрешение опубликовать эту статью, своим коллегам, особенно М. Дж. Мейсону, д-ру Х. Сквайру и д-ру А. Дж. А. Янсу, за большую материальную поддержку и полезную дискуссию, Н. Пеглеру и Дж. Брайрли за помощь в печатании рукописи и оформлении иллюстраций и д-ру Е. Х. Никелу из Государственной научно-промышленной исследовательской организации (C.S.I.R.O.) в Перте, позволившему использовать рис. 12.

Список литературы

1. *Durney D. W.*, A major unconformity in the Archaean, Jones Creek, Western Australia, J. geol. Soc. Aust., 19, 2, 251-259, 1972.
2. *Hancock W. G., Ramsden A. R., Taylor G. F., Wilmshurst J. R.*, Some ultramafic rocks of the Spargoville area, Western Australia, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., No. 3, 269-280, 1971.
3. *Kilburn L. C., Wilson H. D. B., Graham A. R., Ogura Y., Coats G. J. A., Scoates R. F. J.*, Nickel sulphide ores related to ultrabasic intrusions in Canada, in Magmatic Ore Deposits, ed. H. D. B. Wilson, Monograph 4, Economic Geology, 276-293, 1969.
4. *Nickel E. H., Ross J. R., Thornber M.R.*, The supergene alteration of pyrrhotite-pentlandite ore at Kambalda, Western Australia, в печати.
5. *O'Driscoll E. S. T.*, The tectonic pattern of the nickel province of south-western Australia, Special Issue 3, Society of Mining Geology, Japan, 22-33, 1971.
6. *Wilson H. D. B., Kilburn L. C., Graham A. R., Ramlal K.*, Geochemistry of some Canadian nickeliferous ultrabasic intrusions, in Magmatic Ore Deposits (Ed. H. D. B. Wilson), Monograph 4, Economic Geology, 294-309, 1969.

Никелевые латериты Гринвейл, северный Квинсленд

К. Флетчер, Дж. Коупер

Общие сведения

Никелевое месторождение Гринвейл расположено в северном Квинсленде и имеет координаты 19° ю. ш., 145° в. д. Оно находится в 175 км к западу от города Таунсвилл.

Рудное тело представляет собой типичное латеритовое образование; никель и кобальт сконцентрированы в остаточной коре выветривания, сформировавшейся по серпентинитам. Руды образуют относительно плоский покров на площади 3,3 км^2. Их средняя мощность составляет 8 м, с максимальным развитием до 20 м. Слой железистых латеритов средней мощностью 6 м перекрывает большую часть месторождения, создавая пустую вскрышную породу.

Никеленосные латериты Гринвейл были открыты в 1957 г. в ходе реализации программ регионального геологического картирования совместными усилиями Бюро минеральных ресурсов (БМР) и Геологической службы Квинсленда [1]. В результате проведенного ограниченного опробования верхней железистой зоны латеритов Гринвейл были отмечены концентрации никеля свыше 1%.

В 1966 г. компания Metals Exploration N. L. включила никель в объект своих поисков, выделив район Гринвейл в качестве перспективного. Проводившиеся исследования, включавшие сравнительный анализ с месторождениями Новой Каледонии, еще более укрепили мнение о возможности присутствия обогащенной никелем силикатной зоны ниже железистой шляпы, опробованной БМР. Существование такой зоны было подтверждено затем полевыми наблюдениями геологов компании, а первые образцы, взятые из коренного выхода этой зоны, показали концентрации никеля, превышающие 3%. Последующая программа разведочных работ включала более 5000 м скважин

K. Fletcher, Managing Director, Queensland Nickel Pty. Ltd.; *J. Couper*, Geologist, Queensland Nickel Pty. Ltd. Публикуется с разрешения компаний Metals Exploration N. L. и Freepert of Australia Incorporated.

вращательного бурения, проходку шахты и сплошное бороздовое опробование. К 1969 г. были установлены запасы сухой руды в количестве 40 млн. т со средним содержанием никеля 1,57% и кобальта 0,12%.

В 1967 г. компания Metals Exploration N.L. предоставила компании Freeport Minerals 50% предпринимательских прав; в декабре 1971 г. обе компании объявили о своем решении приступить к добыче руд с последующим их обогащением из расчета ежегодного производства 25 000 т никеля и 1000 т кобальта.

Проект включает сооружение рудника с открытой карьерной добычей и строительство нового поселка на его территории, прокладку 225 км железной дороги для транспортировки сырой руды и создание завода по ее переработке методом аммиачного выщелачивания (местоположение последнего — на побережье, в 24 км к северу от Таунсвилла). Проектная мощность оборудования, оцениваемого в 223 млн. австралийских долларов, предусматривает возможность переработки 2 млн. т сухой руды в год. Открытие рудника и начало добычи руды планировались на 1974 г.

Геологические наблюдения, приведенные в настоящем описании, основаны на данных, полученных в ходе реализации программы разведочных работ.

Геологическая обстановка

Тектоника. Доминирующей структурой для района Гринвейл является зона разломов Бердекин-Ривер [2]; эта крупная структура северо-восточного направления выдерживается по простиранию на расстоянии 200 км, образуя контакт между докембрийскими метаморфическими толщами эрозионного окна Джорджтаун на западе и палеозойскими осадочными образованиями бассейна Брокен-Ривер на востоке. В составе зоны разломов Бердекин-Ривер обнажаются ультраосновные породы.

В районе Гринвейл известны три крупных комплекса ультраосновных пород (рис. 1). Если докембрийские (?) серпентиниты Сандалвуд и девонский комплекс Бойлер-Галли находятся в контурах эрозионного окна Джорджтаун, то девонский комплекс Грей-Крик локализован среди осадочных пород рифта Брокен-Ривер [2, 3].

Ультраосновные породы. Серпентинизированные перидотиты комплекса Бойлер-Галли являются породами основания для рудного тела Гринвейл. Они образуют ядро площадью около 5,5 км^2, окруженное оболочкой габброидных пород. Это интрузив, напоминающий некк альпийского типа и характеризующийся однородным распределением минералов. В породах не имеется признаков слоистости либо зональности.

Петрология. Серпентиниты представляют собой темно-зеленые до серых тонкозернистые мягкие образования. Обычно видны жилки хризотила и рассеянные кристаллики хромита.

Порода почти нацело сложена серпентиновыми минералами. Около 80% составляет ячеистый с ситовой структурой серпентин, вероятно замещающий оливин, и около 15% — серпентин пластинчатой структуры, по-видимому развивающийся по энстатиту. Второстепенные минералы составляют около 5% и включают хлорит, а также прожилки поперечно-волокнистого хризотила. Доля акцессорных минералов достигает 2%; они представлены главным образом хромитом, как первичным, образующим рассеянную вкрапленность ангедральных зерен, так и случайными прожилками, в которых появляются единичные неправильные зерна железной шпинели и магнетита.

Химический состав. Анализ серпентинита из глубокой буровой скважины показал следующий состав: SiO_2 — 37,1%, TiO_2 — $<$ 0,02%, Al_2O_3 —

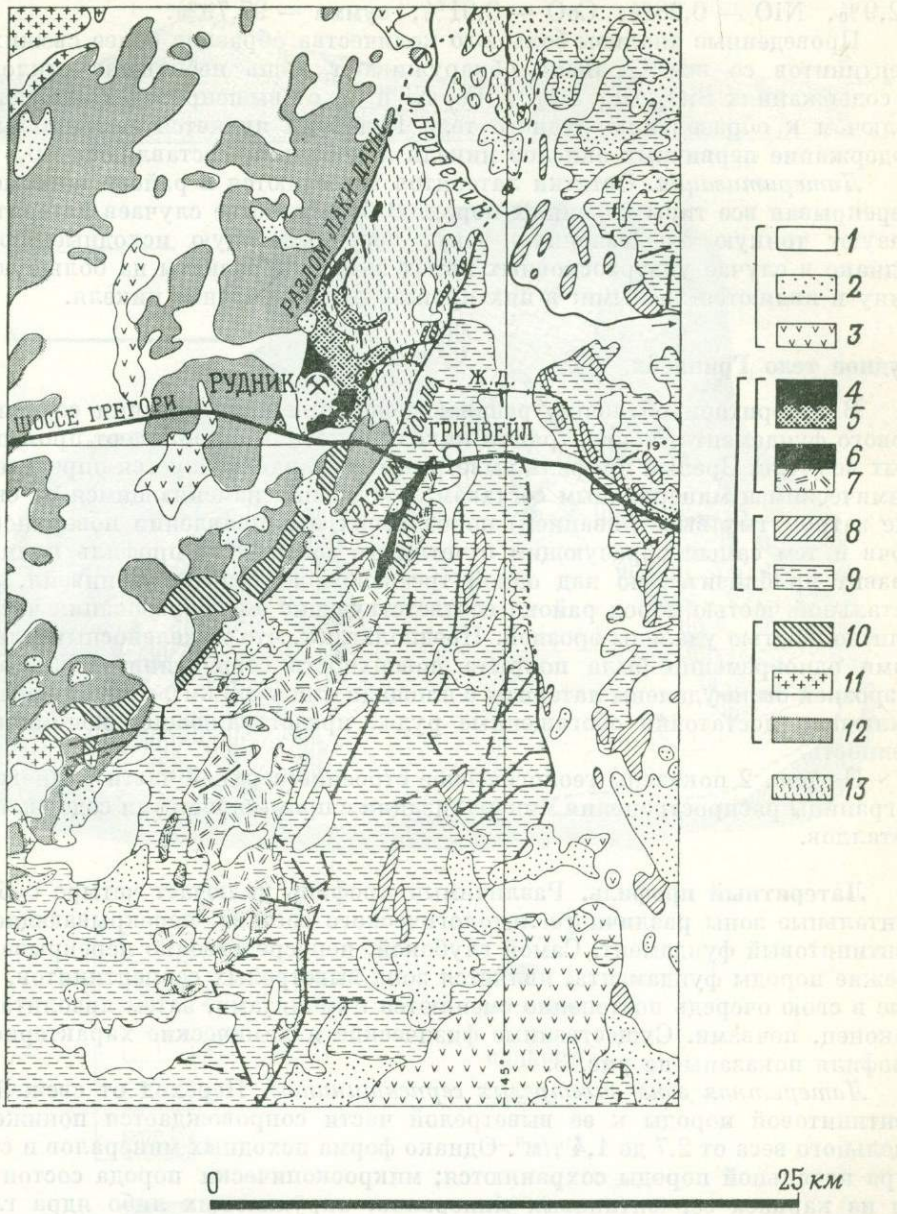


Рис. 1. Региональная геологическая карта района Гринвейл, северный Квинсленд.

Кайнозойские отложения: *1* — аллювий и почвы, *2* — латериты и латеритные почвы, *3* — базальты; палеозойские отложения, *девонский комплекс Бойлер-Галли*: *4* — серпентинитовое тело Гринвейл, *5* — габбро, микродиориты, диаллагиты; *девонский комплекс Грей-Крик*: *6* — серпентинитовое тело Лакнау, *7* — габбро, диаллагиты, серпентиниты, гранодиориты, пироксениты, амфиболиты; *прочие палеозойские образования*: *8* — долериты с яшмами и кремнями в провесах кровли; *9* — песчаники, алевролиты, сланцы, граувакки, аркозы, известняки; протерозойские отложения: *10* — габбро с линзами серпентинитов (серпентиниты Сандалвуд), *11* — серые роговообманково-биотитовые гранодиориты (гранодиориты Дайдо), *12* — филлиты, кварциты, сланцы, мраморы, роговики, граувакки; *архейские отложения*: *13* — кварцитовые сланцы, мигматиты, амфиболиты с линзами мрамора.

0,63%, Cr_2O_3 — 0,39%, Fe_2O_3 — 6,7%, FeO — 0,47%, MnO — 0,11%, MgO — 39,2%, CaO — 0,00%, Na_2O — < 0,01%, K_2O — < 0,01%, H_2O — 12,9%, NiO — 0,28%, CoO — 0,01%, сумма — 97,79%.

Проведенные анализы большого количества образцов более свежих серпентинитов со всего района обнаруживают лишь небольшие отклонения в содержаниях SiO_2, Mg, Al_2O_3, Fe, Ni и Co от вышеприведенных величин. Ключом к образованию рудного тела Гринвейл является заметно высокое содержание первичных окислов никеля и кобальта, составляющее 0,3%.

Латеритизация. Остатки латеритов встречаются в районе повсеместно, перекрывая все типы коренных пород. В большинстве случаев латериты образуют тонкую ожелезненную зону, перекрывающую исходные породы. Однако в случае ультраосновных пород латериты развиты на большую глубину и являются зрелыми; в них происходит накопление никеля.

Рудное тело Гринвейл

В латеритной оболочке, разивающейся при выветривании серпентинитового фундамента, концентрации никеля и кобальта достигают промышленных величин. Зрелый профиль выветривания характеризуется определенным химическим и минеральным составом, постепенно изменяющимся от свежих (не затронутых выветриванием) пород вверх в направлении поверхностных почв и тем самым образующим отчетливые зоны. Этот профиль полностью развит приблизительно над одной третью серпентинитов Гринвейл, а над остальной частью пород района соответствующие ему образования частично или полностью удалены эрозией. Предполагают, что никеленосными латеритами одновременно была покрыта поверхность серпентинитов в 5,5 км^2, а эрозией были удалены латериты с площади лишь 3,3 км^2, причем последние включали достаточно обогащенные руды, представляющие экономическую ценность.

На рис. 2 показаны геологическое строение верхней части рудного тела и границы распространения минерализации с промышленными содержаниями металлов.

Латеритный профиль. Различимый профиль включает четыре субгоризонтальные зоны различного литологического состава, перекрывающие серпентинитовый фундамент. Самой глубокой, непосредственно перекрывающей свежие породы фундамента, является зона выветрелых серпентинитов, которые в свою очередь постепенно сменяются лимонитами, затем пизолитами и, наконец, почвами. Существенные физические и химические характеристики профиля показаны на рис. 3.

Латеритная зона выветрелых серпентинитов. Переход от свежей серпентинитовой породы к ее выветрелой части сопровождается понижением удельного веса от 2,7 до 1,4 т/м^3. Однако форма исходных минералов и структура начальной породы сохраняются; микроскопически порода состоит как бы из каркаса серпентиновых минералов, окружающих либо ядра глинистых минералов, либо пустоты, образованные при выщелачивании исходных компонентов. По трещинам развиты прожилки магнезита и гётита.

В верхних частях зоны, ближе к основанию вышележащей лимонитовой зоны, выветрелые серпентиниты постепенно становятся более измененными и обогащенными железом (гётит), а первичная структура исходных пород прогрессивно исчезает.

Зелено-серые или оливково-серые в своей нижней части выветрелые серпентиниты приобретают жёлтые и коричневые окраски, быстро усиливающиеся и становящиеся господствующими на участке перехода к перекрывающей лимонитовой зоне.

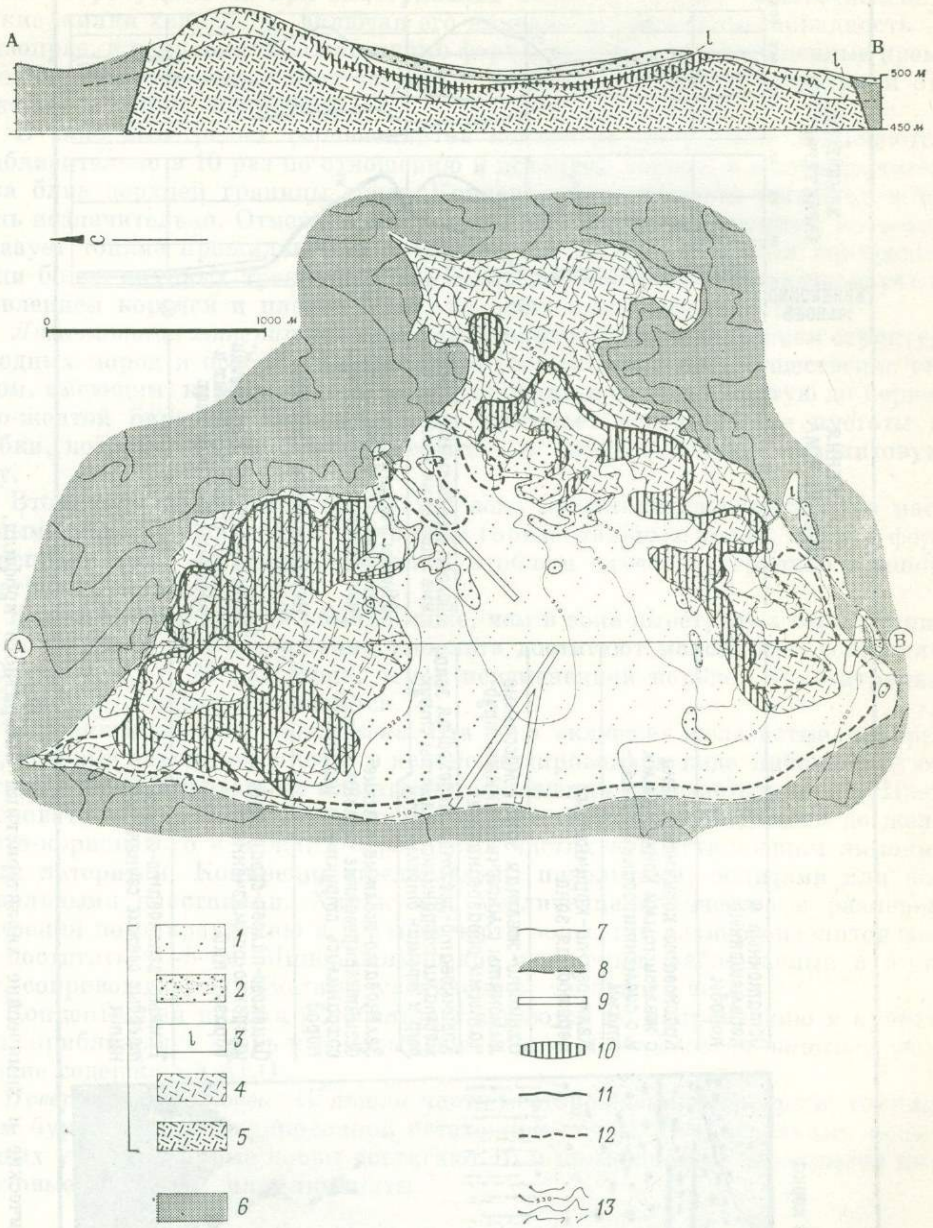
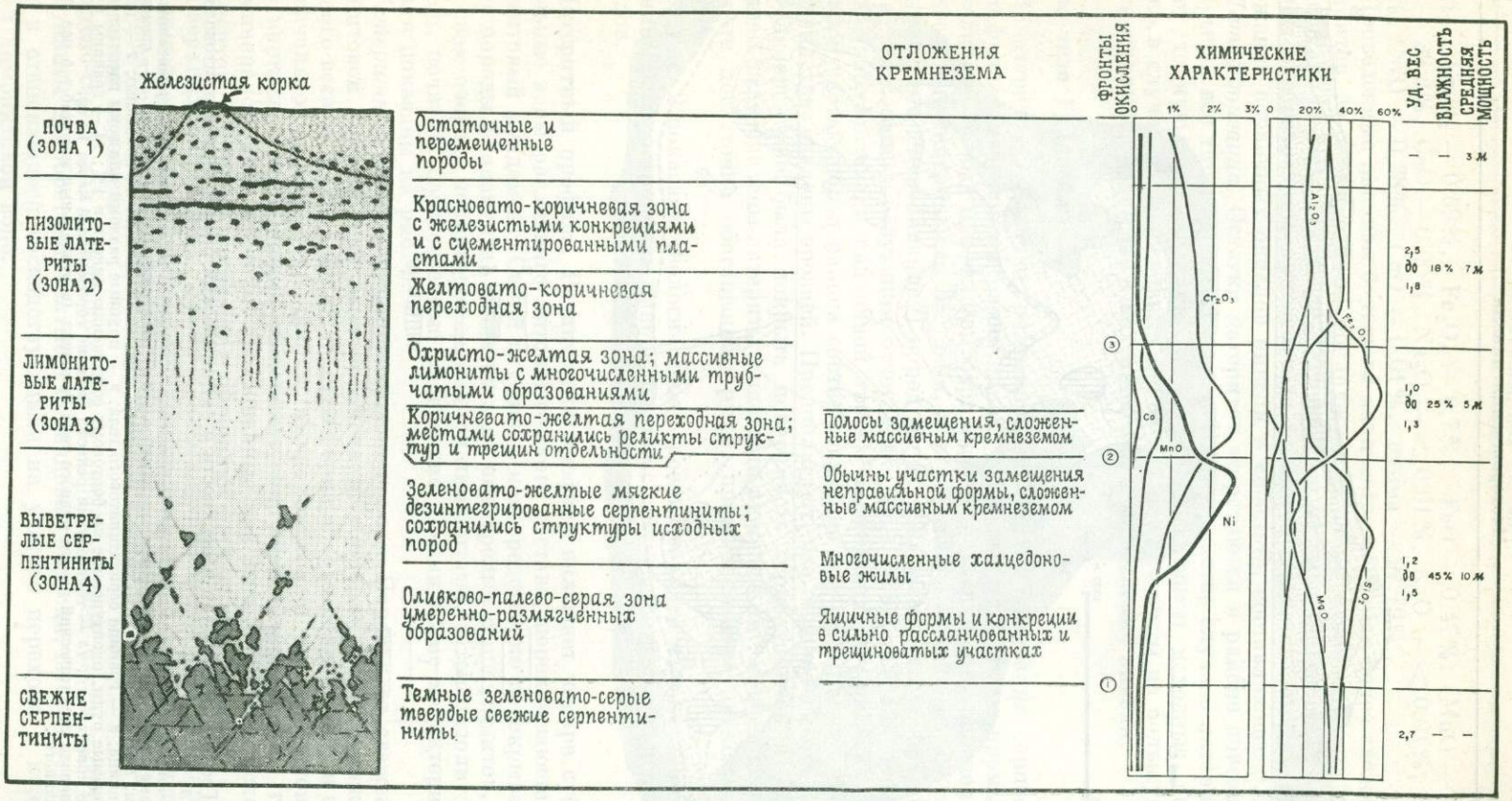


Рис. 2. Геологический план поверхности и схематический разрез серпентинитового тела Гринвейл.

Серпентиниты Гринвейл: *1* — почвы или перемещенные латериты, перекрывающие серпентиниты, *2* — пизолитовые латериты, *3* — лимонитовые латериты; *4* — выветрелые серпентиниты, *5* — свежие серпентиниты; *боковые породы*: *6* — габбро и осадочные породы (обнажения не показаны); *7* — геологическая граница; *8* — граница серпентинитового тела; *9* — крупные разломы или зоны рассланцевания. *10* — никелевые руды, оконтуренные по бортовому содержанию никеля в 1%; *11* — границы рудного тела ниже поверхности; *13* — горизонтали рельефа (сечение горизонталей через 10 м).
Вверху показан схематический разрез рудного тела Гринвейл (вертикальный масштаб в 5 раз больше горизонтального).



Рис, 3, Основные физические и химические характеристики латеритного профиля.

В этой части профиля отмечается широко развитое переотложение кремнезема, образующегося при выветривании исходных пород. Многочисленны тонкие жилки халцедона, включая его никельсодержащую разновидность — хризопраз, и неправильные массивные формы замещения, выполненные кремнеземом; местами пользуются заметным развитием ящичные текстуры и отложения в форме конкреций.

В зоне выветрелых серпентинитов концентрации никеля повышаются приблизительно в 10 раз по отношению к исходной породе, в общем достигая пика близ верхней границы зоны. Концентрации кобальта увеличиваются лишь незначительно. Отмечается некоторая концентрация хромита; магнезит образует тонкие прожилки или встречается в виде нодулярных конкреций среди более крупных трещинных зон. Верхняя часть зоны характеризуется появлением корочек и пленок MnO_2 по плоскостям отдельности.

Лимонитовая латеритная зона характеризуется исчезновением структур исходных пород и особой минералогией. Она сложена преимущественно гётитом, имеющим, как правило, массивный облик и охристо-желтую до коричнево-желтой окраску. Порода обычно включает вертикальные пустоты и трубки, которые часто прослеживаются в вышележащую пизолитовую зону.

Вторичная силицификация в этой зоне представлена существенно массивными новообразованиями как в виде горизонтальных полос, так и в форме неправильных сгущений, развитых в общем случае на границе с зоной выветрелых серпентинитов.

Концентрации никеля обычно ниже, чем в зоне выветрелых серпентинитов, в то время как содержания кобальта достигают максимума, составляя до 0,5%, т. е. в 25 раз выше, чем в неизмененной породе. Концентрации Cr_2O_3 и MnO_2 также повышаются.

Пизолитовая латеритная зона. Эта зона включает железистые конкреции, которые находятся в почве в неконсолидированном виде либо образуют частично сцементированные пласты или обнажения железистых корок. Цвет красновато-коричневый до коричневого, постепенно изменяющийся до желтовато-коричневого в нижних переходных частях к подстилающим лимонитовым латеритам. Конкреции представлены пизолитами, оолитами или неправильными пластинами. Характерно увеличение количества и размеров конкреций по направлению к верхней части зоны, где размер пизолитов может достигать 4—5 см. Минералогические изменения, наблюдаемые в этой зоне, сопровождаются заметным увеличением удельного веса.

Концентрации никеля и кобальта снижаются по направлению к кровле зоны, приближаясь вновь к фоновым значениям. Наблюдается заметное увеличение содержаний Al_2O_3.

Поверхностные почвы. Большая часть месторождения перекрыта тонким слоем бурой неконсолидированной остаточной почвы. В центральных пониженных участках бурые почвы достигают 10 м по мощности, перекрывая пизолитовые латериты или лимониты.

Классификация и распределение руд. Естественным образом руды подразделяются на три минералогических и химических типа.

Руды выветрелых серпентинитов. Этот тип руды включает около половины подсчитанных запасов руд. Преобладают силикатные минералы; содержание никеля приближается к среднему (1,5—1,7%), в то время как концентрация кобальта ниже средней (0,05%). Железа мало (15—20%), магния много (15%), количество кремнезема близко к среднему (30—40%). Руды выветрелых серпентинитов находятся в центральной части рудного тела под пизолитовыми и лимонитовыми латеритами, а в северной и южной частях его периметра выходят на дневную поверхность. Средняя мощность 5 м.

Лимонитовые руды составляют около четверти всех подсчитанных запасов руд. Преобладают окисные минералы; содержание никеля ниже среднего (1,2—1,4%), в то же время большая часть кобальта концентрируется в этом типе: его концентрации здесь часто достигают 0,5% (при среднем содержании 0,25%). Содержание железа высокое (40—50%), магния — низкое (1—5%), кремнезема — также низкое (15—20%). Лимонитовые руды встречаются главным образом в центральной пониженной части месторождения, где они подстилают пизолитовые латериты, хотя их разрозненные останцы могут быть обнаружены и вне указанного участка. Средняя мощность 3 м.

Кремнистые руды. Руды, именуемые кремнистыми, включают оставшиеся 25% подсчитанных запасов руд. Кремнезем присутствует преимущественно в виде халцедоновой разновидности вторичного происхождения; текстура последней является классификационным признаком этих руд.

Массивные кремнистые руды. Эти руды встречаются либо в виде неправильных тел, приуроченных к верхней части выветрелых серпентинитов, либо образуют горизонтальные пласты или сложной формы скопления, замещающие лимонитовые латериты. Концентрации никеля обычно низкие (1,2—1,3%), кобальта — ниже средних (0,05—0,08%), железа — низкие (15—20%), а содержания магния заметно варьируют в зависимости от замещаемого серпентинитового или лимонитового материала. Содержание кремнезема очень высокое (50—60%). Массивные кремнистые руды распределены по всему рудному телу в виде линз и пластов, достигающих в поперечнике нескольких десятков метров.

Ящичные руды. Этот тип руд обычно приурочен к зонам интенсивной трещиноватости. Зоны имеют ширину от 10 см до 5 м и более; они образованы тонкостенными ящичными формами халцедона от 10 до 50 см в поперечнике. Такие ячеи могут быть нацело или частично заполнены сильно дезинтегрированным серпентинитом или лимонитом, но могут быть и пустыми. Ящичные зоны включают часть самых богатых никелем участков, установленных в рудном теле, с содержаниями этого металла до 6%; концентрации кобальта обычно выше средних (0,15—0,20%); железа мало (15%), магния мало (5—10%), кремнезема много (40—50%). Ящичные текстуры встречаются в рудном теле среди линейно-вытянутых зон; наиболее известные скопления этих форм обнажены на поверхности близ северного холма.

Структура. Тело серпентинитов рассекается многочисленными разломами как в краевых частях, так и в своей центральной части. Широко развиты зоны разломов шириной до 5 м, содержащие линзы серпентиновых сланцев с подчиненными стеатитом, хлоритом и амфиболом; движения по указанным разломам, как это устанавливается по наличию борозд скольжения хризотила и зеркал скольжения, были преимущественно вертикальными. Большинство разломов имеют крутые падения и могут быть ясно прослежены в лимонитовой зоне профиля по ассоциирующимся с ними хлоритовым минералам, наименее чувствительным к изменениям и выделяющимся на фоне лимонита.

В коренных породах хорошо развита блоковая отдельность, особенно вблизи разломов. Трещины отдельности сохранились в выветрелой серпентинитовой зоне, но они уничтожены в лимонитовой зоне.

Зоны разломов, по-видимому, играли важную роль в формировании месторождения: с одной стороны, они являлись проницаемыми структурами для распространения изменений, а с другой — выполняли функцию подземного канала для удаления растворимых продуктов изменений. По контурам горизонтальных сечений основания рудного тела выясняется, что эти зоны разло-

мов образуют крупные троги, простирающиеся параллельно северо-восточному региональному структурному тренду. Кроме того, зоны отдельных разломов обогащены никелем на значительную глубину; известны два случая, когда в результате бурения были прослежены содержания никеля, превышающие 2%, на 25 м ниже среднего уровня основания латеритизации.

Генезис руд

Концентрация никеля началась с захвата металла кристаллами оливина из расплава породы; она продолжалась в ходе сегрегации никеленосных оливинов в перидотитовой магме. Девонская активизация зоны разломов Бердекин привела к интрузии альпийского типа недифференцированных масс ультрабазитов Бойлер-Галли с равномерным содержанием никеля около 0,2%. Минералы породы в результате серпентинизации трансформировались в водные силикаты, а интрузив в процессе последующей тектонической активизации был сдавлен и деформирован, превратившись в трещиноватый массив штокообразной формы в поперечном сечении.

В третичное время в результате эрозии перекрывающих пород на дневной поверхности площадью 5,5 км^2 оказались обнаженными и подверглись климатическому воздействию трещиноватые водные минералы серпентинитов с содержанием никеля 0,2%. Минералы, сформировавшиеся в геологических условиях значительных глубин, оказались химически неравновесными в близповерхностных условиях и поэтому разрушались под влиянием изменившихся физических и химических факторов. Эти новые условия благоприятствовали латеритизации; металлы, высвободившиеся в результате разложения серпентиновых минералов, вели себя в системе летеритизации соответственно своим относительным растворимостям. Таким образом произошла концентрация никеля и формирование рудного тела Гринвейл.

Развитие латеритного профиля по ультраосновным породам зависит от скорости нисходящего распространения окисления и поверхностной эрозии. В Гринвейле можно различить три следующих фронта окисления:

Начальное окисление. Самый глубокий фронт соответствует поверхности между частично окисленными и свежими породами. Он, вероятно, маркирует самый глубокий уровень грунтовых вод в течение палеоклиматических циклов.

Полное окисление. Этот фронт соответствует контакту выветрелых серпентинитов (в которых сохраняются реликты серпентинитовых структур, а среди минералов еще преобладают водные силикаты) с перекрывающими лимонитовыми окислами. Фронт, вероятно, маркирует верхние уровни грунтовых вод во время палеоклиматических дождевых циклов.

Породы между фронтами начального и полного окисления представлены серпентинитами, окисленными в результате чередования процессов увлажнения и аэрации как в течение года, так и в периоды палеоклиматических дождевых циклов.

Пизолитовый фронт. Этот фронт соответствует основанию пизолитовой зоны, в которой минералы представлены стабильными окислами, причем рост последних в форме пизолитов происходил в равновесии с окружающей средой.

В масштабе геологического времени все три фронта окисления и эрозионный поверхностный фронт мигрируют вниз; в любой выбранный момент времени скорости перемещения каждого фронта могут существенно отличаться друг от друга.

Фронт начального окисления связан с движением грунтовых вод и проницаемостью коренных пород. Сильно трещиноватые породы имеют большую площадь поверхности, что благоприятно для выветривания; следовательно, скорость распространения выветривания в них потенциально более высокая, чем в массивных непроницаемых породах.

Фронт полного окисления связан с латеральным перемещением грунтовых вод, благодаря которым удаляются растворимые компоненты, особенно магний. Заметное продвижение этого фронта происходит тогда, когда боковое перемещение вызвано высокими градиентами грунтовых вод, возникающими как результат исключительно резкой локальной разрядки или вследствие регионального понижения уровня грунтовых вод.

Скорость продвижения пизолитового фронта определяется эффективностью нисходящего кислотного выщелачивания растворимых металлов, особенно железа, кобальта, марганца, хрома и никеля. Эти металлы растворимы в условиях кислой среды; они осаждаются ниже по профилю соответственно их растворимости вследствие того, что грунтовые воды, вступая в реакцию с минералами серпентинитов, с глубиной становятся все более щелочными.

Фронт поверхностной эрозии так же, как и уровень грунтовых вод, связан с основным уровнем эрозии. В ходе латеритного выветривания быстрое понижение основного уровня эрозии, вероятно, благоприятствует концентрации никеля, поскольку возникающие высокие градиенты грунтовых вод способствуют удалению растворимых минералов. До тех пор пока скорость поверхностной эрозии соответствует скорости продвижения фронтов окисления, никель не будет удаляться из системы.

Степень обогащения и мощность руды, а также мощность перекрывающей ее пустой породы для данного момента времени определяются, следовательно, положением начального фронта окисления относительно пизолитового фронта; пока скорости продвижения каждого фронта сбалансированы, мощность руды остается постоянной, а никель будет продолжать накапливаться. Изменение скорости продвижения любого фронта будет вызывать уменьшение или увеличение мощности руды, повышение или понижение концентраций в ней металла.

Ключевыми факторами, определяющими латеритную никелевую концентрацию в Гринвейле, по-видимому, являются:

1) широкое распространение сильно трещиноватых серпентинитов, несущих равномерную никелевую минерализацию с содержанием металла 0,2%;

2) цикличное выпадение дождей, вызывающее: колебание уровней грунтовых вод с чередованием увлажнения и аэрации пород, что способствует их окислению; периодическое нисходящее вертикальное движение кислых вод сквозь окисленные породы, вызывающее перераспределение металлов вследствие их выщелачивания и осаждения;

3) высокие градиенты грунтовых вод и латеральное движение последних, осуществляющее вынос растворимых элементов;

4) температура, адекватная для эффективной реакции.

Список литературы

1. *White D. A.*, *Branch C. D.*, *Green D. H.*, The geology of the Hall's Reward mine area, northern Queensland, Qd. Govt. Min. J., July, 1961.
2. *White D. A.*, The geology of the Georgetown-Clarke River area, Queensland, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., No. 71, 1965.
3. *Green D. H.*, Geology and Petrology of the Gray Creek area north Queensland, Rec. Bur. Miner. Resour. Aust., 1958/110, 1958.

Никеленосные латериты Марум района Маданг, Папуа Новая Гвинея

К. Холмс, Р. Холл

Общие сведения

Месторождение находится приблизительно в 80 км юго-западнее Маданга в Папуа Новой Гвинее; его центральная часть имеет координаты 5°33′ ю. ш. и 145°11′ в. д. Оно расположено к югу от реки Раму между реками Марум и Баия, недалеко от ближайших взлетно-посадочных площадок в Бунди и Узино. В свою очередь Узино соединен грунтовой дорогой с высокогорным шоссе и портом Лаэ, находящимся в 220 км к юго-востоку.

В печатных работах месторождение известно под названиями никеленосных латеритов Раму или латеритного никелевого месторождения Раму, однако в данной работе оно переименовано.

После того как в районе, позднее известном как базитовый пояс Марум, были обнаружены обломки ультрабазитов [9], Бюро минеральных ресурсов (БМР) отметило существование здесь трех факторов, необходимых для развития никеленосных латеритовых отложений, а именно: 1) наличие ультраосновных никельсодержащих материнских пород, особенно дунитов и перидотитов; 2) гумидный тропический климат; 3) относительно сглаженный рельеф.

Это стимулировало проведение геологических поисково-оценочных работ в районе силами БМР, заключавшихся в картировании ультраосновных пород и в опробовании почв с использованием многочисленных скважин ручного шнекового бурения. Положительные результаты этих работ были обнародованы с высокой оценкой перспективности района [6].

Последующие программы проведения поисково-разведочных работ включали традиционные стадии выявления пространственного развития минерализации. Во-первых, по аэрофотоснимкам были оконтурены равнинные участки и, во-вторых, по нескольким наземным маршрутным пересечениям было грубо оценено геологическое строение территории. Таким путем были определены участки возможной минерализации для дальнейшего поисково-разведочного шнекового бурения в верхнем слое горной гряды суммарной площадью около 90 км². На главном участке поисков, ограниченном реками Баия, Туму, Гагиова и Марум, была последовательно реализована программа горных работ, проводившихся в 1963—1965 гг. одной компанией, а в 1968 г.— другой. В то время еще недостаточно глубоко понимали, насколько богатым может быть материал, находящийся ниже не связанных с породами железистых латеритов, поэтому в сапролиты и в выветрелые коренные породы были углублены лишь единичные выработки.

Важность сапролитовой зоны была установлена компанией Carpentaria Exploration Pty. Ltd. в ходе осуществления программы буровых работ. Было найдено, что промышленная минерализация развита на площади в 20 км².

Рельеф, климат и растительность. Латериты залегают на молодой террасе, именуемой заливом Марум; она слабо наклонена на северо-восток приблизительно под углом 6° от отметки 730 м до отметки 350 м над уровнем моря, резко обрываясь вдоль разлома, образующего крутой берег реки Раму. Когда-то залив Марум был, по-видимому, частью эрозионной поверхности,

K. D. Holmes, Geologist, Carpentaria Exploration Company (CEC) Pty. Ltd.
R. J. Hall, District Geologist, CES Pty. Ltd.

расчлененной рекой Раму, а позднее глубоко разрезанной реками Баия, Гагиова и Марум в процессе их омоложения. К западу местность становится более глубоко расчлененной, а ее поверхность приобретает более крутой наклон (в среднем 12°) вплоть до высшей точки территории — горы Вильгельм, имеющей отметку 4690 м над уровнем моря.

Климат тропический; годовое количество осадков составляет около 6250 мм; дневная температура в общем случае колеблется от 25 до 30° С. Большая часть территории покрыта плотной растительностью низменных влажных тропиков, листва которой образует сплошную крону на высоте около 40 м от поверхности. Значительная часть диких растений в предгорьях была выжжена, уступив здесь место пастбищам.

Геологическая обстановка

Ультраосновные породы, подстилающие никеленосные латериты Марум, являются частью обнажающегося в районе дунит-перидотит-пироксенит-габбрового комплекса (возможно, среднемиоценового возраста), известного под названием базитового пояса Марум [6]. На востоке и северо-востоке комплекс большей частью ограничен крутыми обрывами, связанными с разломами и покрытыми современными аллювиальными отложениями. Несколь-

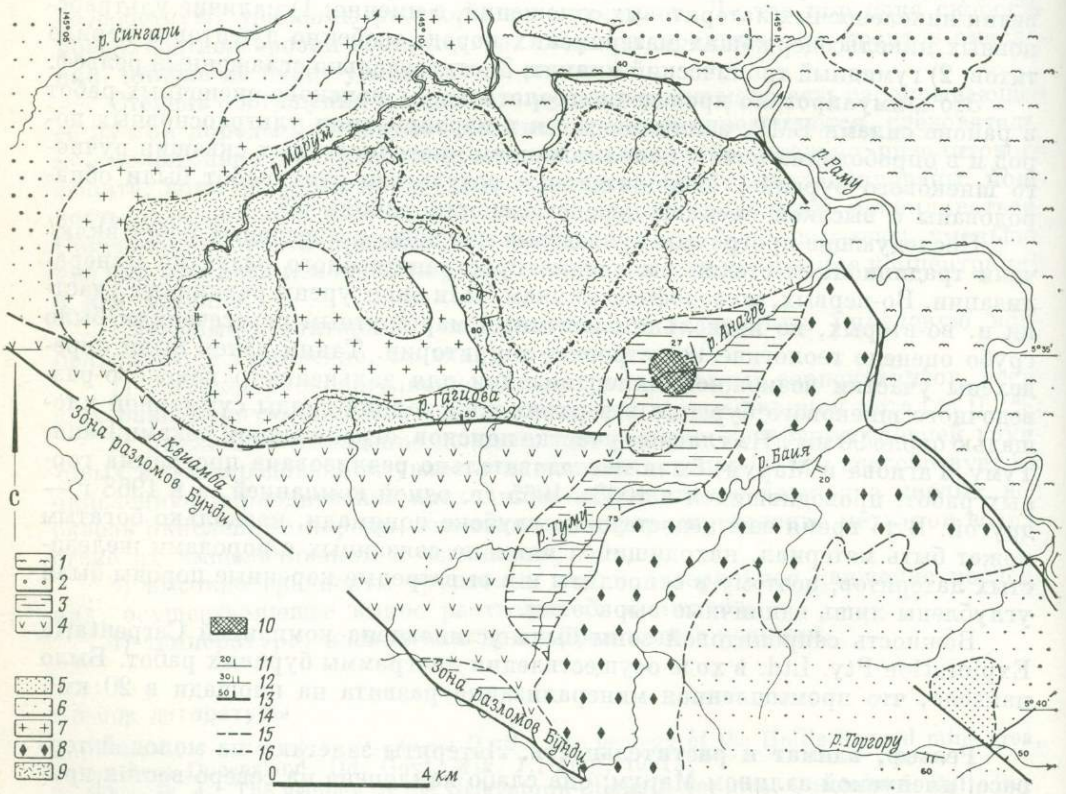


Рис. 1. Обзорная геологическая карта участка никеленосных латеритов Марум.

Осадочные и вулканические породы: *1* — аллювий, *2* — конгломераты Кирамбул, *3* — сланцы Асаи, *4* — вулканиты Кумбруф; *базитовый пояс Марум*: *5* — лейкократовые габбро, *6* — слоистые габбро, *7* — пироксениты, *8* — перидотиты, *9* — дуниты; *интрузивы Оипо*: *10* — габбро; *11* — простирание и падение слоев; *12* — простирание и падение слоистости в интрузивах; *13* — разломы и их падения; *14* — геологические границы, установленные; *15* — геологические границы предполагаемые; *16* — границы никеленосного участка, представляющего первоочередной интерес.

ко ближайших откосов, сложенных плейстоценовыми (?) конгломератами Кирамбул, также покрыты аллювием.

Непосредственно к западу от базитового пояса Марум стратиграфический разрез пород был расчленен на три формации (Бейн и Маккензи, в печати): вулканиты Кумбруф представлены преимущественно агломератами и подушечными лавами основного состава; сланцы Асаи включают алевролиты, аргиллиты и известняки; слои Вуламер сложены агломератами, известняками и сланцами [6].

Палеонтологические находки указывают, что сланцы Асаи образовались в промежутке времени от верхнего мела до нижнего миоцена, а полевые соотношения позволяют считать, что они согласно перекрывают вулканиты Кумбруф и имеют тектонический контакт с более молодыми слоями Вуламер.

Этот разрез пород насыщен многочисленными мелкими телами габбро, известными под названием интрузивов Оипо, которые здесь характеризуются субофитовыми структурами, общей хлоритизацией и обычно рассеянно-вкрапленной сульфидной минерализацией. Габбро интенсивно раздроблены; совместно с боковыми осадочными породами они смяты в широкие складки и осложнены взбросами.

Далее на запад меланж осадочных, вулканических и интрузивных образований срезан более молодым комплексом кислого — среднего состава, который в Яндера на склонах горы Вильгельм содержит рассеянно-вкрапленную медную минерализацию [7].

Интрузивный комплекс Бисмарк прорывает интенсивно смятую зону шириной около 40 км, крайняя северо-восточная часть которой известна как зона разломов Бунди (рис. 1). Последняя состоит из многочисленных близвертикальных разломов, рассекающих вулканиты Кумбруф, сланцы Асаи и интрузивы Оипо; некоторые из этих пород смещены разломами и находятся в прямом контакте с образованиями базитового пояса Марум. Несмотря на то что геология региона детально не изучена, считают возможным полагать, что северный край палеозойского австралийского континента маркируется очень широкой зоной разломов [1]. Интрузивный комплекс Бисмарк, по-видимому, является частью горного хребта андского типа, сформировавшегося на окраине этого континента в результате поддвигания океанической коры под Австралийскую плиту [8].

Геология дунитовой части базитового пояса Марум

Базитовый пояс Марум протягивается в северо-западном направлении на расстояние свыше 80 км и имеет изменчивую ширину, достигающую 15 км. Пока еще мало опубликованных данных относительно слагающего его комплекса пород; даже в дунитовой части пояса, подстилающей никеленосные латериты, полевые соотношения пород изучены недостаточно полно. Доу и Деккер [6] первоначально рассматривали этот комплекс как габброидный силл, прорванный в его центральной части дунитовым штоком. По материалам предварительного геологического картирования дунитов и прилегающих к ним пород предполагается, что комплекс имеет пластовую или щитовидную форму и представляет западный надвиг на меланж верхнемелового — миоценового возраста, ранее откартированный лишь в зоне разломов Бунди (рис. 1).

Полевые соотношения. Вдоль двух рек имеются окна с выходами подстилающих вулканических, осадочных и интрузивных пород. Эти типы пород сопоставимы с находящимися к юго-западу образованиями, откартированными под названиями вулканитов Кумбруф, сланцев Асаи и интрузивов Оипо. Характерные для сланцев Асаи и интрузивов Оипо раздробленность и перемешанность свидетельствуют о том, что они испытали воздействие основных тектонических деформаций, породивших надвиги и сбросы; но

контакт этих пород с ультрабазитами не наблюдался. Данные о проявлении термального или динамического метаморфизма отсутствуют. На одном из участков реки Гагиова ультраосновные породы отделены от вулканитов крупным пограничным разломом, погружающимся на север; существование этого тектонического нарушения предполагается также и на реке Марум.

Распределение типов пород в самом комплексе, очевидно, соответствует слоистой толще, полого огибающей центральный дунитовый участок. Однородные дуниты обнажаются на обширной площади, имея вертикальную мощность не менее 300 м. Хотя основание комплекса визуально не наблюдалось, для центрального участка представляется вероятным его восточное падение под углами от 5 до 10°.

Пироксениты неизвестной мощности были откартированы (преимущественно по обломкам) как явно перекрывающие нижележащие дуниты на одном из участков и как наклонный пласт, погружающийся на север под полосчатые габбро,— на другом. Геология к югу от места залегания дунитов менее изучена; однако известно, что вдоль реки Баия обнажаются гарцбургитовые перидотиты мощностью по крайней мере в несколько сот метров; эти породы находятся в составе толщи, по-видимому погружающейся на север также под слоистые габбро. В крайней южной части известно небольшое тело, сложенное лейкократовыми габбро с большим количеством полевого шпата.

Петрография. *Дуниты и перидотиты.* В большинстве обнажений дуниты проявляют облик исключительно однородной, равномерно-зернистой, желтокоричневой породы с равномерно-рассеянными зернами хромита, составляющего 1—2% общей массы. Размеры зерен оливина варьируют от 2,5 до 3,5 мм; по имеющимся единичным рентгенографическим и рентгенометрическим данным, этот минерал, по-видимому, представлен здесь высокомагнезиальной разновидностью, содержащей более 90% форстеритовой составляющей ($d_{130} \div 2{,}76 - 2{,}77$ и $\beta \div 1{,}66 - 1{,}68$). В отдельных местах, особенно находящихся в удалении от центра обнажения породы, оливин рассечен сетчатой системой тонких серпентиновых прожилков, придающих породе темно-зеленую окраску.

В ряде случаев среди ритмически-слоистых образований мощностью до 10 м наблюдались хромитовые слои. Отдельные слои с содержанием хромита до 80% редко превышали толщину 50 мм. Размеры кристаллов и их количество уменьшаются по направлению вверх. Этот критерий наряду с косой слоистостью позволяет определять положение фасов слоев. В отдельных местах устанавливается перевернутое залегание последних.

В пределах района перидотиты представлены весьма однородными гарцбургитами. Они имеют дунитовую основную массу, в которой рассеяны крупные эвгедральные кристаллы энстатита светло-зеленого цвета, составляющие до 30% массы породы. В отдельных обнажениях наблюдается появление грубой полосчатости.

Пироксениты. Под этим полевым термином объединяется несколько типов пород: энстатолит (энстатит с подчиненным авгитом), авгит-пироксенит (авгит — 85%, гиперстен — 5%, энстатит — 5%, оливин — 3%, магнетит с хромитом — 2%) и гиперстенит (гиперстен с подчиненными рудными минералами).

Местами имеющие резкие контакты пироксенитовые прожилки мощностью от 30 мм до 3 м пересекают дуниты и перидотиты. Они являются мономинеральными образованиями, нацело сложенными, по-видимому, клинопироксеном, зерна которого достигают 150 мм в поперечнике.

Слоистые и лейкократовые габбро. Хорошо обнаженные вдоль реки Торгору габбро представлены ритмически чередующимися пластами ультраос-

новного и основного составов, которые обнаруживают многочисленные признаки магматических кумулятивных структур. Отчетливо разделяющиеся слои серпентинизированных дунитов, перидотитов и энстатитовых пироксенитов местами обнаруживают отпечатки нагрузки на контактах с нижележащими пластами, обогащенными плагиоклазом и характеризующимися постепенными переходами снизу вверх на расстоянии около 50 см от оливинового или двупироксенового габбро к лейкократовому габбро. Слоистые габбро к северу от реки Марум, очевидно, более обогащены полевым шпатом. Дунитовые и пироксенитовые слои редки; основная масса магматического потока образована лейкократовыми габбро и диоритами.

Небольшой участок лейкократовых габбро в южной части пояса сложен породами, которые не обнаруживают слоистости, содержат очень много полевого шпата, местами пиритизированы и каолинизированы.

Предполагаемые облик и происхождение. Проведенным к настоящему времени рекогносцировочным картированием устанавливается следующее:

1. Комплекс ультраосновных и основных пород, по-видимому, надвинут в западном направлении на верхнемеловые — миоценовые осадочные, вулканические и интрузивные образования.

2. Комплекс, вероятно, слоистый; ниже пироксенитов и слоистых габбро залегает по меньшей мере трехсотметровая толща дунитов и перидотитов.

3. Основная масса дунитов исключительно однородна и не серпентинизирована.

4. Комплекс рассекается жилами пироксенитов, которые, судя по их крупнокристаллическому облику и незакаленным контактам, формировались в стабильных условиях высоких температур в течение длительного времени.

5. В слоистых габбро обнаруживаются магматические кумулятивные структуры.

Многие из этих особенностей свойственны также отдельным породам перидотит-габбро-базальтового комплекса, слагающего ультрабазитовый пояс Папуа; пояс находится от 250 до 500 км к юго-востоку и, возможно, является частью пологого пластового надвига океанической коры и мантии [4]. Объем полевых работ в базитовом поясе Марум был слишком ограниченным, чтобы выдвигать такие весомые аргументы в пользу указанной гипотезы, как это сделал Дэвис; тем не менее считается, что оба названных комплекса могут иметь идентичное происхождение.

В свете моделей, предложенных Деви и Бёрдом [5], дуниты могут рассматриваться в качестве обломка бывшей океанической мантии, которая постепенно сменялась вышележащими слоистыми габбро океанической коры. Эти породы были перекрыты вулканитами Кумбруф и сланцами Асаи. Разрыв сплошности данного разреза пород по разломам типа тектонической зоны Бунди в то время, когда он был поддвинут под Австралийскую плиту, мог позволить дунитам переместиться выше прилегающих образований и таким путем достичь их настоящего положения выше сланцев Асаи.

Минерализация

Содержания никеля в богатых оливином исходных породах составляют приблизительно 0,2%. При благоприятных условиях выветривания и вторичного обогащения при участии циркулирующих грунтовых вод развивается латеритный покров, обнаруживающий двукратное до десятикратного увеличение указанной концентрации.

Латеритный профиль. Типичный профиль никеленосных латеритов Марум показан на рис. 2. Под слоем гумуса мощностью всего несколько сан-

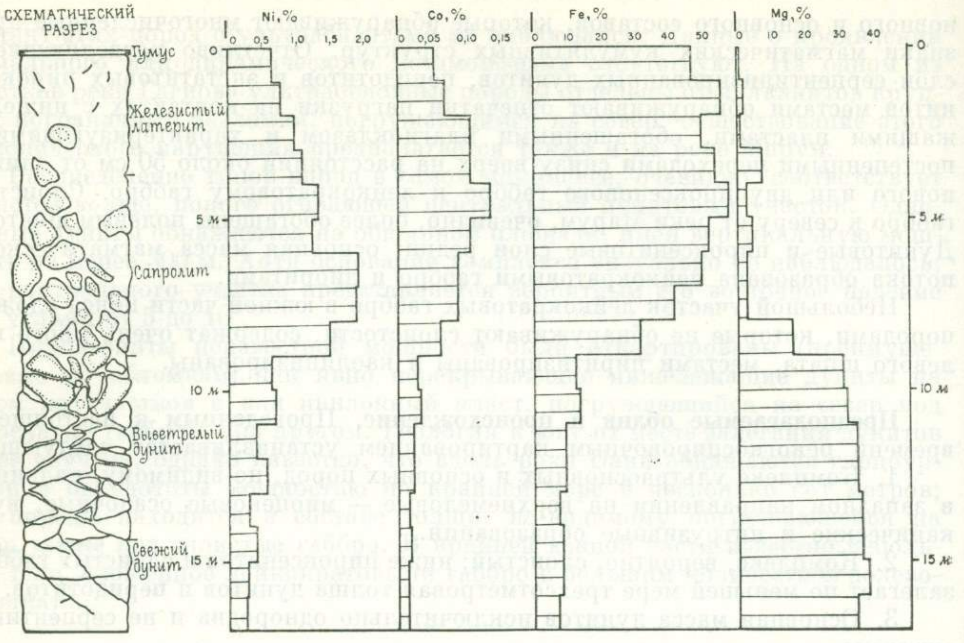


Рис. 2. Типичные текстуры и распределения металлов в профиле никеленосных латеритов Марум.

тиметров находится горизонт оранжево-коричневой почвы, сильно пористый, проницаемый и всегда влажный. Слагающая его масса после высушивания оказывается исключительно тонкозернистой и рыхлой, имеющей удельный вес менее 1,0. Она состоит главным образом из окислов железа, однако на отдельных ее участках рассеянные изометричные кристаллы хромита могут составлять несколько процентов. В верхней части иногда наблюдаются микротрещины с гладкими стенками, указывающие на перемещение материала в результате его усадки; ниже начинают появляться следы текстур исходных пород, а также изолированные отдельные блоки последних. Мощность такого материала, называемого железистым латеритом, варьирует от менее чем 1 м до более 20 м.

Выветрелый материал, залегающий ниже железистого латерита, обозначается термином свободного пользования «сапролит». Он также оранжево-коричневый и обладает низким удельным весом в сухом состоянии. Однако он несколько более плотный и более отчетливо наследует текстуры и структуры исходной породы, которые характеризуются наличием сильно выветрелых жил серпентинитов и роговообманково-плагиоклазовых пегматитов совместно с редкими скелетными кристаллами пироксена.

Истинный сапролит *in situ* соответствует подстилающей коренной породе, удельный вес которой вследствие разрушения слагающих ее оливина и пироксена, а также выноса большого количества магния и кремнезема уменьшился от 3,2 до примерно 1,0. Никель задерживается в благоприятных местах, где в результате дополнительного осаждения из грунтовых вод, дренирующих вышележащие участки, продолжается увеличение его концентрации. Ионы никеля частично связаны в окислах железа, но в основном содержатся в составе водных никелево-магниевых силикатов, одним из которых является четко выделяющийся зеленый минерал гарниерит.

С глубиной блоки пород в сапролитах встречаются все чаще и, наконец, становятся неотличимыми от коренных пород с хорошо развитой отдельно-

стью; они приобретают сероватый или желто-коричневый цвет, а содержания кобальта и железа в них быстро уменьшаются. Самые верхние блоки обычно сильно выветрелые и отделены друг от друга тонкими трещинами отдельности, выполненными силикатами никеля, кремнеземом и редко магнезитом. Более глубоко расположенные в профиле блоки становятся все более свежими и имеют лишь выветрелую корочку толщиной менее 10 мм.

В ряде мест кремнезем осаждается среди сапролита, где может образовывать небольшие полые ящичные формы, состоящие из хрупких миллиметровой толщины стенок белого халцедона. На отдельных участках такие формы могут сформировать пласт мощностью в несколько метров, который в некоторых случаях содержит гарниерит и другие силикаты никеля.

Геохимия латеритов. Типичный геохимический профиль показан на рис. 2. Участки наибольшего обогащения никелем отчетливо приурочены к нижней части зоны железистых латеритов и к сапролитовой зоне, где обнаруживаются максимальные его концентрации в 2,0%. Переход от сапролитов к слабо выветрелым коренным породам обычно имеет место в интервале 1—2 м и четко проявляется в изменении концентраций никеля, железа и магния. Обогащенная кобальтом часть, как правило, ограничена нижним интервалом железистых латеритов.

Контроль минерализации. На данной ранней стадии реализации программы исследований особенности распределения никеля неизвестны. Однако имеются некоторые указания относительно общего контроля оруденения.

Там, где поверхность близка к горизонтальной или слабо дренируется, латериты обычно имеют большую мощность и менее зрелые по сравнению со средним для месторождения типом; в этом случае они содержат меньше никеля, вероятно, из-за застойной обстановки грунтовых вод, не благоприятной для отложения никелевых силикатов.

На исключительно быстро дренируемых склонах круче 20° установлены небольшие количества никеля. Здесь ранее существовавшие латериты и сапролиты механически сносились текучими водами, а растворенный никель выносился в составе растворов, поскольку не было условий для его осаждения.

К настоящему времени наиболее обогащенные участки приурочены, по-видимому, к нижней части террасы, где вторичное обогащение латеритов и сапролитов было эффективным благодаря разгрузке никельсодержащих грунтовых вод, дренировавших высокие склоны.

Генезис

В этом разделе будут рассмотрены лишь два аспекта проблемы генезиса никеленосных латеритов Марум: время и рельеф. Считается, что для формирования зрелых латеритов необходимы длительный промежуток времени и хорошо дренируемый участок ультраосновных пород, характеризующийся плавными склонами в рельефе. Предполагают, что хорошо дренируемый склон сформировался почти одновременно с отложением конгломератов Кирамбул (т. е., вероятно, в плейстоцене). Это основано на следующих наблюдениях:

1. На северо-востоке дуниты ограничены серией обрывов, образованных по разломам и достигающих местами 150 м в высоту с падением склонов под углом 40° на север и северо-восток.

2. Терраса, называемая заливом Марум, имеет слабо наклоненную поверхность, грубо сопряженную с плоскостью погружающегося склона конгломератов Кирамбул на севере.

3. Конгломераты Кирамбул представляют собой фангломераты мощностью по крайней мере 150 м, содержащие гальку алевролитов, аргиллитов и долеритов [6]; они, вероятно, отложились у подножия тектонических дунитовых обрывов вскоре после формирования последних.

Предполагается, что после отложения конгломератов Кирамбул в виде фангломератов, а также речного галечника в верхней части тектонических дунитовых обрывов река Раму прорезала зрелую долину в дунитах и конгломератах. Последующее быстрое понижение уровня реки Раму значительно ниже его современного положения вызвало: а) изоляцию крупного, слабо наклоненного, хорошо дренируемого плато дунитов и перидотитов (залив Марум); б) быстрый врез рек Баия и Марум вдоль их новых русел, пересекающих залив Марум, слабо связанный с существующими зрелыми речными долинами, такими, как долина в низовьях Анагре; в) омоложение небольших рек и ручьев, берущих свое начало на плато (залив Марум); г) размыв протоки между погребенным дунитовым обрывом и существующим обрывом конгломератов Кирамбул.

Начиная с этого времени вдоль омоложенных рек, углублявшихся к своему новому эрозионному уровню, чрезвычайно быстро протекали процессы эрозии. После этого вследствие сильной выровненности долины Раму в ее низовьях могло также иметь место эвстатическое повышение уровня моря. Однако на площади самой террасы (залив Марум) происходила слабая эрозия, способствовавшая развитию латеритов.

Благодарности

Авторы признательны руководству компании Carpentaria Exploration Pty. Ltd. за разрешение опубликовать статью, а также своим коллегам за помощь и сотрудничество в проведении исследований.

Список литературы

1. *Bain J. H. C.*, Schrader Range, New Guinea—reconnaissance geology, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1967/94, 1967.
2. *Bain J. H. C.*, A summary of the main structural elements of Papua New Guinea, in The Western Pacific, Island Arcs, Marginal Seas, Geochemistry, Ed. P. J. Coleman, 147-160, Univ. W. A. Press, Perth, 1973.
3. *Bain J. H. C.*, *Mackenzie D. E.*, Ramu, Papua New Guinea 1:250 000 Geological Series, Explan. Notes Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., SB55-5, в печати.
4. *Davies H. L.*, Peridotite-gabbro-basalt complex in eastern Papua, an overthrust plate of oceanic mantle and crust, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., No. 128, 1971.
5. *Dewey J. F.*, *Bird J. M.*, Mountain belts and the new global tectonics, Jour. Geophys. Res., 75, 2625-2647, 1970.
6. *Dow D.B.*, *Dekker F. E.*, The geology of the Bismarck Mountains, New Guinea, Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., No. 76, 1964.
7. *Jones R. A.*, Geochemical prospecting in Papua New Guinea—case histories, Conference West. Aust. Australas. Inst. Min. Metall., 41-51, 1973.
8. *Mitchell A. H. G.*, *Garson M. S.* Relationship of porphyry copper and Circum-Pacific in deposits to Palaeo-Benioff zones, Trans. Instn. Min. Metall., Sect. B. Appl. Earth Sci., 81, B10-25, 1972.
9. *McMillan N. J.*, *Malone E. J.*, The geology of the eastern central Highlands of New Guinea, Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., No.4 , 1960.

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Маунт-Айза (месторождения Айза-Майн и Хилтон-Майн)

Б. Матиас, Дж. Кларк

Общие сведения

Месторождение Айза-Майн, одно из крупнейших в мире согласных месторождений цветных металлов, находится в районе Маунт-Айза (20°44′ ю. ш., 139°29′ в. д.) и залегает в среднепротерозойских осадочных породах докембрийского щита в пределах северо-западного Квинсленда. Серебряно-свинцово-цинковые и медные рудные тела приурочены к одним и тем же слоям, но располагаются независимо друг от друга. Их общая протяженность в длину 4,5 км, ширина 1 км, глубина залегания 1,6 км, среднее падение 65° на запад. Месторождение Хилтон-Майн расположено в 20 км севернее Маунт-Айза и является согласным серебряно-свинцово-цинковым. Оно занимает площадь длиной 4,5 км и шириной 250 м; глубина залегания рудных тел 1 км, общее падение на запад под углом 60°.

Абсолютная высотная отметка площади 380 м. Среднее количество дождевых осадков составляет 360 мм в год, пределы колебаний температуры — от 6 до 43° С.

Операции по добыче, обогащению и выплавке металлов начались в 1931 г., и с тех пор Маунт-Айза дает бóльшую часть продукции цветных металлов Австралии. Объем продукции в течение года, который оканчивался 30 июня 1972 г., составил 4 100 065 т медной руды со средним содержанием меди 3,0% и 1 994 616 т свинцовой руды со средним содержанием серебра 162 г/т, свинца 6,9% и цинка 6,4%. Общая продукция рудников выражается следующими цифрами: 41 613 000 т руды со средним содержанием меди 3,0% и 32 568 000 т руды со средними содержаниями серебра 178 г/т, свинца 7,4% и цинка 5,8%. Данные о запасах руды на месторождениях Айза-Майн и Хилтон-Майн сведены в табл. 1.

Таблица 1

Запасы руды на месторождениях Айза-Майн и Хилтон-Майн

	Тонны	Ag, г/т	Pb, %	Zn, %	Cu, %
Месторождение Айза-Майн					
Медные руды:					
вторичная руда	1 500 000	—	—	—	3,8
первичная руда	140 000 000	—	—	—	3,0
Серебряно-свинцово-цинковые руды:					
вторичная руда	600 000	62	5,5	—	—
первичная руда	56 000 000	149	6,9	6,3	—
Месторождение Хилтон-Майн					
Серебряно-свинцово-цинковые руды:					
вторичная руда	400 000	62	7,5	0,3	—
первичная руда	35 600 000	180	7,7	9,6	—

B. V. Mathias, Chief Mine Geologist; *G. J. Clark*, Senior Geologist, Mount Isa Mine Ltd.

Беннетт [1, 2] суммировал результаты многих из более ранних исследований месторождений Маунт-Айза [14,4, 17, 19, 32, 31], в которых в основном рассматривались вопросы генезиса рудных тел. Ван ден Хеувел [36] детально описал осадочные отложения и обосновал необходимость пересмотра существующей схемы стратиграфии. В более современных исследованиях внимание было сосредоточено на вопросах структуры и определения возраста пород [12, 38, 39]. Структурные особенности и их влияние на распределение металлов были рассмотрены в работах Хьюэтта и Соломона [16] и Мак-Доналда [21]. Матиас и др. [20] детально описали геологию месторождения Хилтон-Майн.

Геология района

Месторождения Айза-Майн и Хилтон-Майн находятся в западной части интенсивно деформированного, многократно интрудированного и подвергавшегося разнообразному метаморфизму пояса нижнего и среднего протерозоя. Этот пояс известен как геосинклиналь Маунт-Айза [5, 13]. Представления о строении данного орогенического пояса, полученные в процессе его исследования Картером и др. [6], претерпели некоторые изменения в деталях при последующем картировании.

Стратиграфия. Основание орогенического пояса сложено вулканитами, которые интрудированы гранитами различных фаз, прорваны основными дайками и перекрыты с несогласием толщей преимущественно осадочных пород. Породы основания обнажаются в протяженном и узком тектоническом поднятии к востоку от Маунт-Айза. Две формации — метаморфическая формация Личхардт и формация Аргилла — отделены друг от друга недавно закартированным базальтовым массивом и состоят из сильно метаморфизованных дацитов и риолитов, а формация Аргилла еще и из порфиров. Мощности обеих формаций неизвестны, а размеры входящих в них прослоев осадочных пород совсем незначительны. Толщи интрудированы гранитным батолитом Калкадун, главная фаза внедрения которого имеет возраст 1800—1930 млн. лет, а более поздняя фаза — 1785 млн. лет [12]. Смит [28] обобщил данные, свидетельствующие о возможном существовании более молодой фазы.

После периода эрозии осадконакопление возобновилось в троге, образовавшемся в результате опускания вдоль системы сбросов Гордж-Крик. В этой структуре отложилась толща кварцитов Маунт-Гайд мощностью 2400 м, состоящая в основном из лититовых и полевошпатовых песчаников, перекрытых кварцитом. Западнее Маунт-Айза эта толща в результате метаморфизма превращена в парагнейсы гранитного состава (гнейсы Мей-Даунс), которые перекрываются кварцитами и кварцевыми гнейсами.

Следующая толща — вулканиты Истерн-Крик — представлена метабазальтами с прослоями песчанистых осадков, количество которых вверх по разрезу прогрессивно увеличивается. Обычны интрузивы долеритов и габбро, часто содержащих гиперстен. Восточнее и северо-восточнее Маунт-Айза Робинсон [24] подразделил эту толщу на следующие четыре части:

Слои Пиквик	— метабазальты и подчиненные им кварциты	750 м
Кварциты Лена	— полевошпатовый кварцит с базальным долеритом	600 м
Слои Пару [1]	— метабазальты, немного кварцитов и алевролитов	2150 м
Слои Кромвелл	— метабазиты	1800 м

[1] Название официально не утверждено.

На карте района слои Кромвелл и Пару объединены.

Этот разрез не является универсальным для всей площади распространения формации и восточнее Маунт-Айза, где развиты высокометаморфизованные породы, не наблюдается.

Вулканиты Истерн-Крик перекрываются слоями Майолли и Джудин. Слои Майолли залегают к востоку от разлома Маунт-Айза и состоят из фактически неметаморфизованных кварцитов, лититовых песчаников, алевролитов и конгломератов. Конседиментационные смещения по сбросам обусловили значительную изменчивость мощности [29]. Севернее площади, входящей в карту района, мощность достигает 6000 м. Одновременные по образованию и сходные по литологии слои Джудин лежат к западу от разлома Маунт-Айза; они более деформированы и метаморфизованы, чем слои Майолли. Доминирующими породами в них являются кварциты и кварц-сидеритовые, биотитовые и хлорит-актинолитовые сланцы. Слои Джудин вблизи Маунт-Айза с обеих сторон нарушены сбросами, поэтому невозможно определить ни мощности отложений, ни их взаимоотношений на контактах.

Группа Маунт-Айза несогласно и с перерывом залегает на слоях Майолли. Беннетт [2] подразделил ее на восемь главных частей. Именно к ней приурочены рудные тела Айза и Хилтон. Группа состоит из доломитовых и кремнистых аргиллитов и сланцев, в незначительной мере из доломитов, а в основании разреза имеется некоторое количество кварцитов. Верхняя часть группы туфовая.

После отложения осадков этой группы седиментация вблизи Маунт-Айза прекратилась. Во время стабилизации орогенического пояса происходили мощные интрузивные и деформационные процессы. Кое-где в районе отложение верхнепротерозойских, кембрийских и мезозойских осадков сопровождалось поднятием стабилизированного пояса.

Деформация и метаморфизм. Уилсон [37—39] и Фаркхарсон и Уилсон [12] в своих работах приводят большое количество недавно полученных данных о процессах деформации и метаморфизма западнее разлома Маунт-Айза. Уилсон различает два главных процесса деформации. Ранний из них привел к образованию меридиональных изоклинальных складок, среди которых имеются очень крупные, например антиклиналь, сложенная гнейсами Мей-Даунс. Поздняя деформация по своим последствиям имела большее значение. В процессе этой деформации образовались более открытые меридиональные складки, такие, как региональная система открытых антиклиналей — сжатых синклиналей, установленная на данной площади. Узкие зоны интенсивной деформации, подобные зоне разлома Маунт-Айза, также были сформированы в течение более позднего периода складчатости.

Фаркхарсон и Уилсон [12] коррелируют эти деформационные процессы с двумя геологическими эпизодами, имевшими место восточнее разлома Маунт-Айза. Согласно этим исследователям, внедрение гранитов Сибелла произошло во время более позднего периода деформации, а ранний деформационный процесс был одновременен с нарушениями, отмечавшимися в породах основания и сопровождавшимися главной фазой становления гранитов Калкадун. Последнее заключение подверглось критике со стороны Рассела [25], Смита [30] и геологов Бюро минеральных ресурсов (Г. Деррик, личное сообщение, 1972). Оба процесса деформации затронули породы группы Маунт-Айза и, следовательно, должны были быть более поздними, чем эти породы. Между деформированным комплексом основания и толщей кварцитов Маунт-Гайд можно обнаружить несогласие, так что деформация основания должна была предшествовать раннему процессу деформации. Таким образом, оба деформационных процесса, описанных Фаркхарсоном и Уилсоном [12], были лишь

последними из числа известных крупных деформаций, которым подвергся район Маунт-Айза.

Эти два процесса деформации хорошо проявлены на площади, охваченной геологической картой района Маунт-Айза. Ранняя деформация была очень сильной западнее разлома Маунт-Айза, тогда как к востоку от него она выражена слабо, лишь в виде нескольких складок в районе озера Мундарра. Поздняя деформация обусловила возникновение большинства важных структур вблизи месторождения Маунт-Айза.

Радиометрически датированы лишь первая и последняя деформации из числа всех проявившихся здесь крупных тектонических движений. Деформация основания сопровождалась внедрением главной части гранитов Калкадун, и, таким образом, возраст ее соответствует минимум 1800 млн. лет. Деформация, связанная с главной фазой формирования гранитов Сибелла [12], имеет возраст 1656 млн. лет.

К одной из наиболее крупных структур, образовавшихся в процессе деформации Сибелла, относится разлом Маунт-Айза. Он располагается в осевой плоскости региональной синклинали и разделяет зоны с контрастной тектоникой и резко различным характером метаморфизма. Региональный метаморфизм в хлоритовой зоне восточнее разлома контрастирует с метаморфизмом на западе, проявленным в виде зон, характер которых варьирует от биотитового до силлиманитового [38]. Такое большое различие в тектонике и метаморфизме, которое отмечается по обе стороны разлома Маунт-Айза, указывает на то, что эта структура очень важна, несмотря на ее слабую выраженность.

Стратиграфия площади месторождения

Оба месторождения Айза-Майн и Хилтон-Майн залегают внутри толщи сланцев Уркхарт группы Маунт-Айза и по разлому контактируют с зелеными сланцами и метаосадочными породами, которые сопоставляются с вулканитами Истерн-Крик.

Группа Маунт-Айза. В отличие от более древних отложений рассматриваемой площади, которые представлены преимущественно кремнистыми аренитами, для группы Маунт-Айза характерно то, что при ее формировании создались условия, благоприятные для осаждения богатых карбонатами черных сланцев, хотя в основании ее разреза еще присутствует некоторое количество кварцитов и песчаников. Стандартное описание стратификации группы имеется в работе Беннетта [1].

Группа Маунт-Айза распадается на два отдела, разделенные местными несогласиями. Нижний отдел (кварциты Уоррина-Парк, алевролиты Мундарра и сланцы Брикавей) сложен доломитовыми алевролитами и в небольшом количестве доломитами, подстилается маломощными ортокварцитами и перекрывается толщей карбонатно-кремнистых сланцев. Верхний отдел (алевролиты Нейтив-Би, сланцы Уркхарт, алевролиты Спир и Кеннеди и сланцы Мэгезин) сложен туфово-доломитовыми аргиллитами и сланцами, перекрытыми карбонатно-кремнистыми сланцами.

Между обоими отделами обычно имеется согласный контакт, но по крайней мере в двух случаях было зафиксировано угловое несогласие. Это, по-видимому, отражает местные нестабильные условия, которые могли быть связаны с начальными проявлениями туфогенного вулканизма, характерного для позднего осадкообразования.

Данные по стратиграфии и минеральному составу пород группы Маунт-Айза приведены на рис. 1 и 2. Изменение фаций по площади крайне разно-

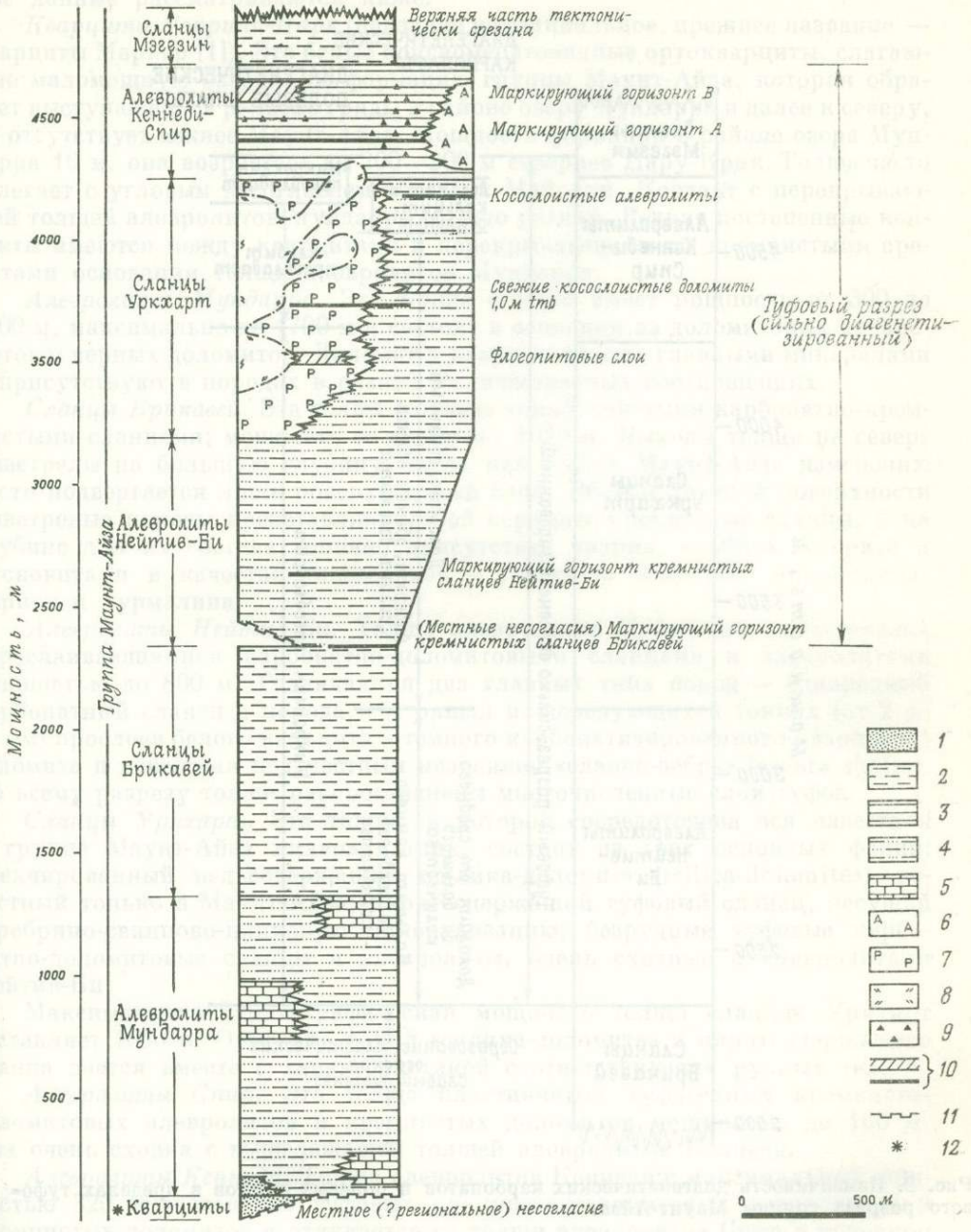


Рис. 1. Схематическая стратиграфическая колонка группы Маунт-Айза.

1 — кварциты; 2 — карбонатно-кремнистые сланцы; 3 — кремнисто-доломитовые алевролиты; 4 — доломитовые сланцы и алевролиты; 5 — доломиты; 6 — сильно альбитизированные алевролиты; 7 — пиритсодержащие сланцы; 8 — «силика-доломит»; 9 — осадочная брекчия; 10 — маркирующие горизонты; 11 — несогласие; 12 — кварциты Уоррина-Парк; tmb (tuffaceous marker beds) — туфовые маркирующие слои.

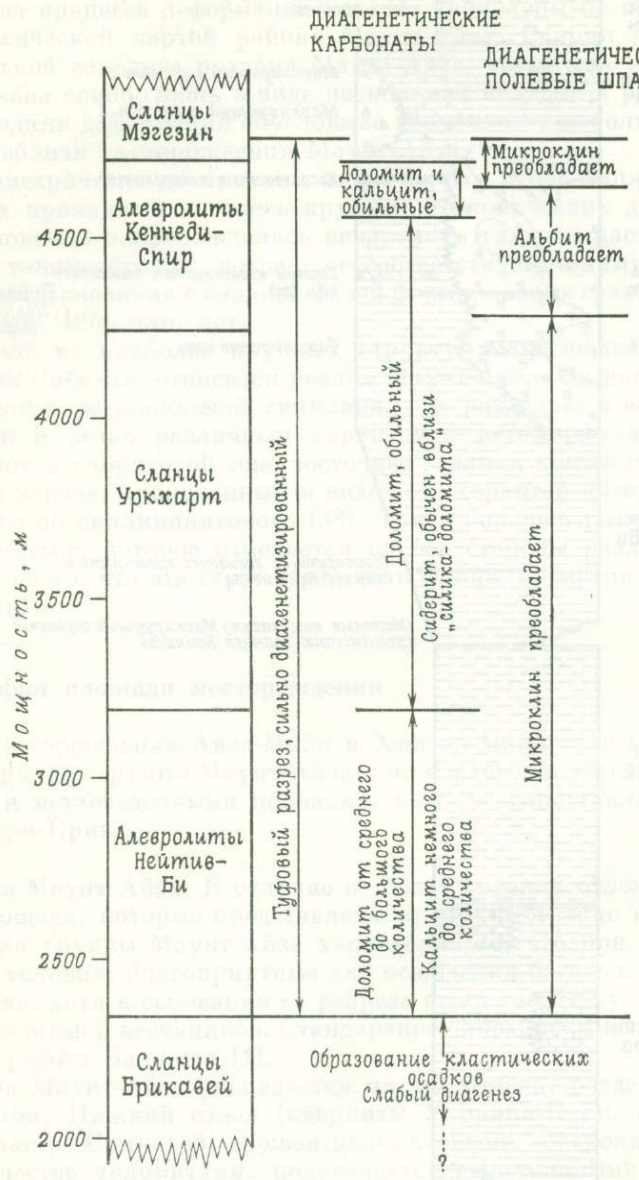


Рис. 2. Изменчивость диагенетических карбонатов и полевых шпатов в пределах туфового разреза группы Маунт-Айза.

образно и поэтому на чертеже показано схематично. Некоторые дополнительные данные рассматриваются ниже.

Кварциты Уоррина-Парк (название неофициальное, прежнее название — кварциты Маркер [1]). Это белые конгломератовидные ортокварциты, слагающие маломощную базальную формацию группы Маунт-Айза, которая образует выступающие в рельефе гряды в районе озера Мундарра и далее к северу, но отсутствует южнее Маунт-Айза. Мощность формации в районе озера Мундарра 10 м, она возрастает до 200—300 м севернее Пару-Крик. Толща часто залегает с угловым несогласием на слоях Майолли. Контакт с перекрывающей толщей алевролитов Мундарра обычно резкий. Редкие постепенные контакты имеются между кварцитами и перекрывающими их кремнистыми аренитами основания толщи алевролитов Мундарра.

Алевролиты Мундарра. Эта толща обычно имеет мощность от 300 до 1000 м, максимально до 1700 м и состоит в основном из доломитовых алевролитов и черных доломитов. Доломит и кварц являются главными минералами и присутствуют в породах в разных количественных соотношениях.

Сланцы Брикавей. Эта толща сложена тонкослоистыми карбонатно-кремнистыми сланцами; мощность ее достигает 1020 м. Выходы толщи на севере выветрелы на большую глубину, тогда как южнее Маунт-Айза изменению часто подвергается лишь поверхностный слой. Вблизи дневной поверхности выветрелые породы представляют собой серицито-кремнистые сланцы, а на глубине для их состава типично присутствие кварца, альбита, хлорита и мусковита и в качестве акцессориев — углистого вещества, микроклина, пирита и турмалина.

Алевролиты Нейтив-Би. Толща алевролитов Нейтив-Би представлена переслаивающимися карбонатно-доломитовыми сланцами и алевролитами мощностью до 800 м. Различаются два главных типа пород — однородный карбонатный сланец и порода, состоящая из чередующихся тонких (от 2 до 20 мм) прослоев белого кальцита и темного карбонатизированного кварцевого доломита и известная под местным названием «сланец-зебра» («zebra shale»). По всему разрезу толщи распространены многочисленные слои туфов.

Сланцы Уркхарт. Эта толща, в которой сосредоточена вся известная в группе Маунт-Айза минерализация, состоит из трех основных фаций: брекчированный медьсодержащий «силика-доломит» («silica-dolomite»), известный только в Маунт-Айза; пиритсодержащий туфовый сланец, несущий серебряно-свинцово-цинковую минерализацию; безрудные туфовые карбонатно-доломитовые сланцы и алевролиты, очень сходные с алевролитами Нейтив-Би.

Максимальная стратиграфическая мощность толщи сланцев Уркхарт составляет 1050 м. Описание фаций «силика-доломита» и пиритсодержащего сланца дается вместе с характеристикой соответствующих рудных тел.

Алевролиты Спир. Это толща пластинчатых туфогенных кремнисто-доломитовых алевролитов и кремнистых доломитов мощностью до 160 м. Она очень сходна с вышележащей толщей алевролитов Кеннеди.

Алевролиты Кеннеди. Толща алевролитов Кеннеди с максимальной мощностью 320 м состоит из туфовых кремнисто-доломитовых алевролитов и кремнистых доломитов и отличается от толщи алевролитов Спир в основном тем, что на большем протяжении своего разреза грубослоиста, а местами приобретает даже массивное сложение. Для обеих толщ обычны наличие осадочных брекчий и изменчивость состава полевых шпатов по простиранию и падению (рис. 1).

Сланцы Мэгезин. Эта толща карбонатно-кремнистых сланцев является самой верхней в разрезе группы. В обнажениях породы имеют характерный красноватый цвет, обусловленный присутствием окислов железа. На всем протяжении толща сланцев Мэгезин в своей верхней части срезана разломом

Пару, так что оставшаяся мощность достигает самое большее 220 м. В основании толщи имеется несколько слоев микроклинсодержащих туфов, но выше по разрезу они отсутствуют.

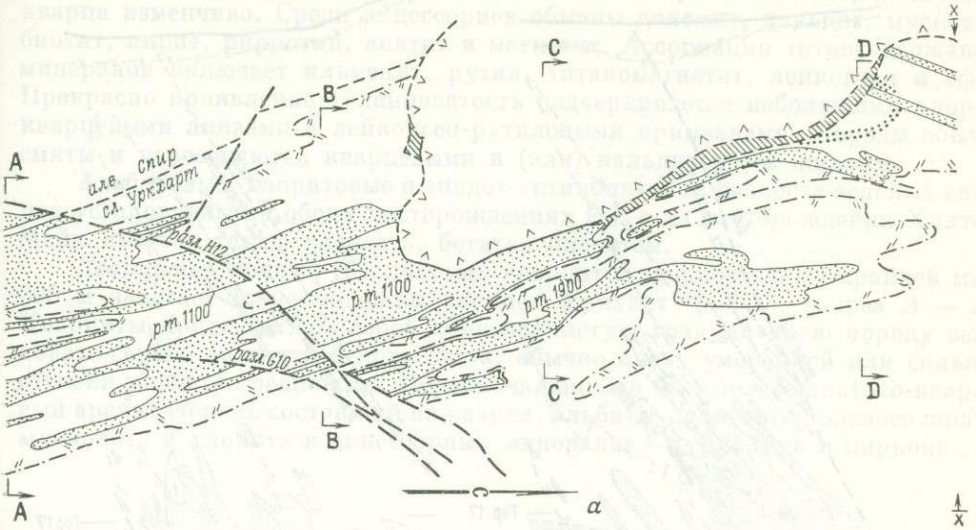
Маркирующие горизонты. Разрез в интервале от толщи алевролитов Нейтив-Би до толщи алевролитов Кеннеди характеризуется обилием туфогенного материала и большой фациальной изменчивостью. В процессе картирования для этого интервала разреза было установлено пять протяженных горизонтов. Их соотношения с основными литологическими разностями разреза показаны на рис. 1. В основании находится маркирующий горизонт кремнистых сланцев Брикавей, а в 100—300 м выше по разрезу — маркирующий горизонт кремнистых сланцев Нейтив-Би. Больше здесь не отмечено ни одного горизонта, который бы состоял из тонкопереслаивающихся кремнистых сланцев и карбонатов с общей мощностью более 2 м. Приблизительно в 600 м ниже кровли сланцев Уркхарт протягивается горизонт свежих черных доломитов мощностью от 30 до 100 м. Этот горизонт с перерывами прослеживается на всей площади распространения сланцев Уркхарт и часто имеет слабовыраженный пизолитовый характер с незначительно проявленной косой слоистостью.

Маркирующий горизонт А имеет мощность около 10 м и расположен в 160 м над кровлей сланцев Уркхарт. Он состоит в основном из сильно альбитизированного алевролита и характеризуется наличием в своей верхней части прослоя альбитизированного туфа толщиной 50 мм. Этот горизонт маркирует кровлю алевролитов Спир. Горизонт В залегает в 100—200 м ниже кровли алевролитов Кеннеди и состоит из большого количества отчетливых подгоризонтов, занимающих в разрезе интервал размером до 100 м. Эти подгоризонты характеризуются пятнистым и полосчатым рисунком выветрелой поверхности и волнистой тонкой слоистостью на свежем сколе и состоят из чередующихся прослоев кальцита и доломита; пятнистость и полосчатость обусловлены разной степенью выветривания.

Известен также ряд ограниченно распространенных маркирующих слоев и горизонтов. Наиболее полезными для геологических исследований оказываются туфовые маркирующие слои, которые местными геологами обозначаются буквами tmb (tuffaceous marker beds) [10]. Бóльшая часть туфовых маркирующих слоев богата микроклином, но в нижней части алевролитов Кеннеди и в верхней части алевролитов Спир они обогащены альбитом. Различия в составе полевого шпата могут скорее отражать вариации диагенетических условий, чем первичный состав осадков [36].

Диагенетический флогопит обычен для пиритсодержащих сланцев. На одном из участков вблизи лежачего бока рудной зоны флогопит становится доминирующим минералом в пределах 50-метрового стратиграфического интервала. Этот интервал, обозначенный на рис. 1 как флогопитовые слои, образует хорошо выраженный локальный маркирующий горизонт.

Вулканиты Истерн-Крик. Толща вулканитов Истерн-Крик обнажается в восточном крыле разлома Маунт-Айза, и ее выходы с перерывами прослеживаются от участка южнее месторождения Айза-Майн до района к северу от месторождения Хилтон-Майн. Она обнаруживается также в подземных выработках месторождения Айза-Майн, где по разлому контактирует со сланцами Уркхарт, алевролитами Спир и Кеннеди и сланцами Мэгезин. Первоначально выходы этой толщи были описаны как вулканиты Уэстерн [1], и считалось, что по возрасту они, возможно, моложе, чем отложения группы Маунт-Айза. Данные недавних полевых исследований показали, что они являются частью толщи вулканитов Истерн-Крик. Это согласуется и с пересмотренными выводами Беннетта [2]. Толща вулканитов Истерн-Крик состоит из двух главных типов пород: зеленых сланцев и кварцитов.



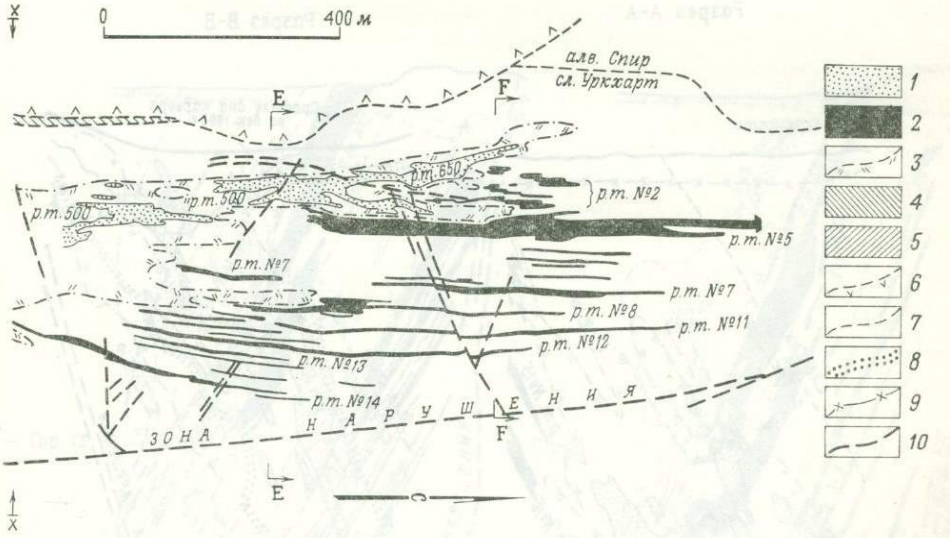
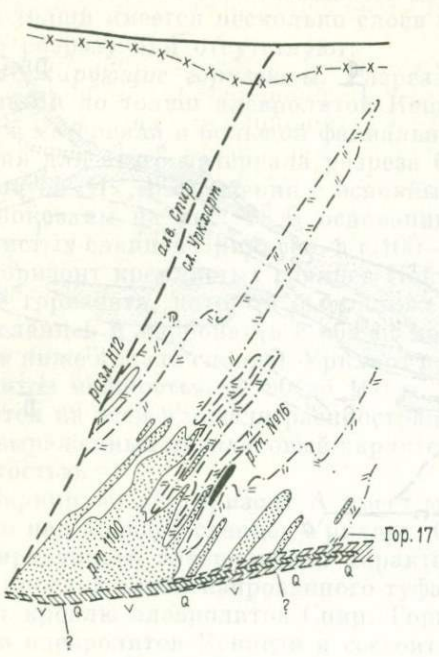
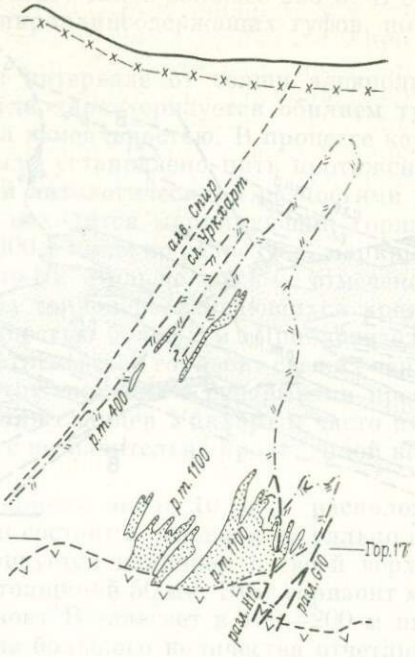


Рис. 3. Планы и разрезы, показывающие основные черты геологии месторождения Айза-Майн.

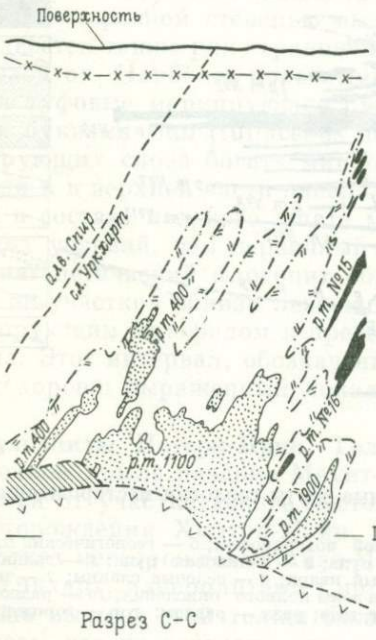
а — геологический план горизонта 17 (844 м ниже дневной поверхности); *б* — геологический план горизонта 13 (612 м ниже дневной поверхности). *1* — медная руда; *2* — свинцовая руда; *3* — граница «силика-доломита»; *4* — карбонатный милонит; *5* — безрудный кварц; *6* — зеленые сланцы; *7* — кварциты; *8* — граница зоны выщелачивания; *9* — нижняя граница зоны полного окисления; *10* — разлом; сокращения: алв.— алевролиты; сл.— сланцы; р. т.— рудное тело; разл.— разлом; гор.— горизонт.



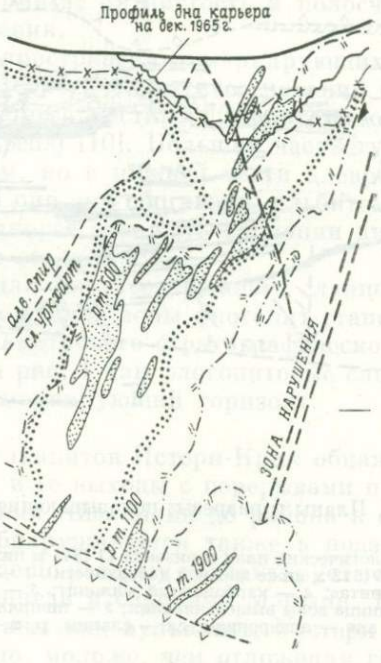
Разрез А-А



Разрез В-В



Разрез С-С



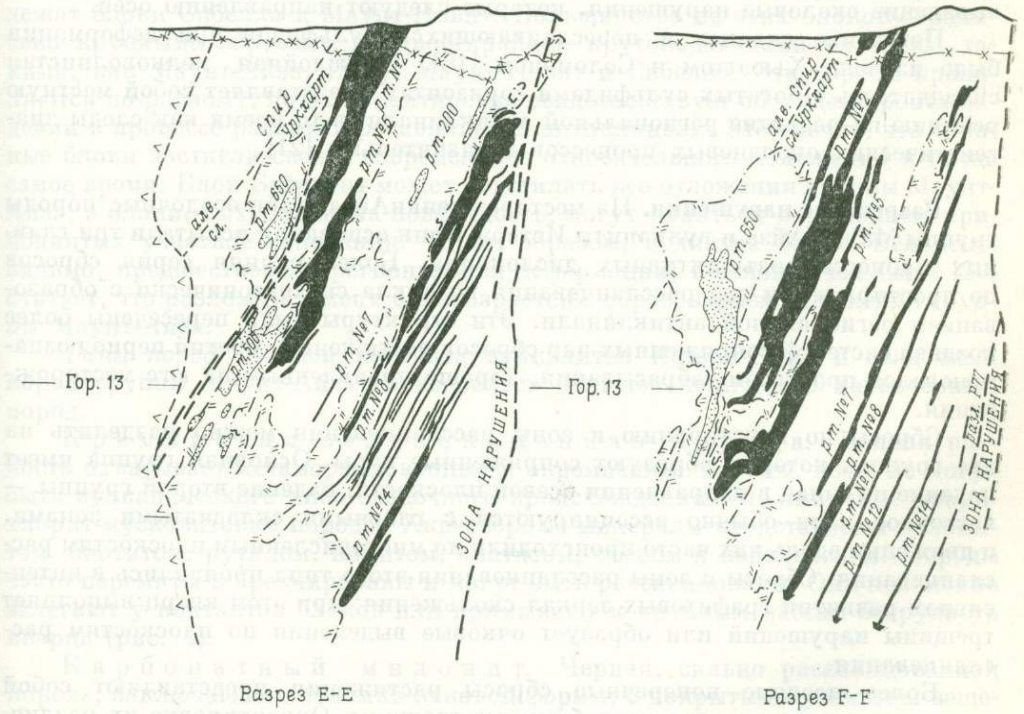
Разрез D-D

Рис. 3. (продолжение)

Зеленые сланцы. По цвету зеленые сланцы варьируют от темно-зеленых до серых. Главными компонентами являются хлорит и альбит; количество кварца изменчиво. Среди акцессориев обычны доломит, кальцит, мусковит, биотит, пирит, пирротин, апатит и магнетит. Ассоциация титансодержащих минералов включает ильменит, рутил, титаномагнетит, лейкоксен и сфен. Прекрасно проявленная сланцеватость подчеркивается небольшими хлорит-кварцевыми линзами и лейкоксен-рутиловыми примазками. Породы обычно смяты и пересекаются кварцевыми и (или) кальцитовыми жилами.

Альбитовые, хлоритовые и эпидот-актинолитовые разности зеленых сланцев установлены на обоих месторождениях [1], а на месторождении Хилтон-Майн имеется также разность, богатая биотитом.

Кварциты. Зона грубослоистых кварцитов мощностью по крайней мере 300 м залегает ниже подошвы сланцев Уркхарт (рис. 3, разрез *A* — *A*). Кварциты представляют собой тонкозернистую гранулитовую породу зеленовато-серого до почти белого цвета; обычно она в умеренной или сильной степени разбита трещинами. Первоначально это был полевошпатово-кварцевый аренит, теперь состоящий из кварца, альбита, калиевого полевого шпата, мусковита и хлорита и акцессорных минералов — турмалина и циркона.



Разрез E-E Разрез F-F

Рис. 3. (продолжение)

Тектоническое строение

Структура площади, сложенной толщами группы Маунт-Айза, детально описана Беннеттом [1]. В данном разделе приводится обобщенное описание структуры и особое внимание уделено рассмотрению контактов между породами группы Маунт-Айза и вулканитами Истерн-Крик.

Складчатость. Все части стратиграфического разреза месторождения Айза-Майн затронуты теми или иными видами пликативных нарушений — от второстепенных складок до антиклинали регионального плана. Эти структуры асимметричны и погружаются преимущественно на север под углами от 15 до 65° (в основном угол погружения варьирует в пределах 30—50°). На месторождении имеется по крайней мере пять, возможно, шесть складчатых зон с амплитудой до 190 м и протяженностью осей до 3000 м. Наиболее крупной является самая восточная зона Маунт-Айза-Фолд, которая на поверхности имеет амплитуду приблизительно 190 м. Известно, что эта структура, изменяясь по форме и размерам, продолжается по крайней мере на 1500 м ниже поверхности. Простирание складчатой зоны колеблется в пределах 325—360°; падение западное под углом 80°.

Амплитуды складок внутри главной зоны лежат в пределах от 1 до 60 м. Внутри сульфидных зон эти складки могут сопровождаться наложенными складками волочения вплоть до микроскопической размерности. Для северной части месторождения Айза-Майн установлено, что нанесенные на стереопроекцию направления осей складок обнаруживают два отчетливых максимума; это указывает на резкую переориентацию стрессовых усилий во время складчатости. Кливаж осевой плоскости не развит, но имеются пронизывающие сколовые нарушения, которые следуют направлению осей.

Поведение сланцев и переслаивающихся сульфидов при деформации было изучено Хьюэттом и Соломоном [16]. Межслойная мелковолнистая складчатость в богатых сульфидами горизонтах представляет собой местную реакцию на развитие региональной антиклинали, в то время как следы диагенетических оползневых процессов незначительны [21].

Разрывные нарушения. На месторождении Айза-Майн осадочные породы группы Маунт-Айза и вулканиты Истерн-Крик основания испытали три главных процесса дизъюнктивных дислокаций. Более ранняя серия сбросов по простиранию и зон рассланцевания возникла синтектонически с образованием региональной антиклинали. Эти структуры были пересечены более поздней системой сопряженных пар сбросов растяжения. Третий период ознаменовался процессом взбрасывания, хорошо проявленным на юге месторождения.

Сбросы по простиранию и зоны рассланцевания можно разделить на две группы, которые образуют сопряженные пары. Основная группа имеет падение на запад в направлении осевой плоскости, падение второй группы — восточное. Они обычно ассоциируются с главными складчатыми зонами, и движения вдоль них часто происходили по многочисленным плоскостям рассланцевания. Сбросы и зоны рассланцевания этого типа проявились в интенсивном развитии графитовых зеркал скольжения; при этом кварц выполняет трещины нарушений или образует очковые выделения по плоскостям рассланцевания.

Более поздние поперечные сбросы растяжения представляют собой ограниченные по размерам разобщенные трещины. Ориентировка их различна: одни имеют простирание 60—90° и крутое падение на северо-запад, другие, сопряженные с первыми, падают вертикально или круто на юго-запад с простиранием 90—120°. Движение по этим нарушениям вызвало удлинение

массива пород в меридиональном направлении с максимальной горизонтальной составляющей в 30 м. Тектонические трещины выполнены минеральной ассоциацией кальцита, кварца, гипса и сепиолита. Ориентировка нарушений и их плотность в некоторой степени зависят от типа пород. Брекчированные кремнистые сланцы имеют низкую плотность обеих сопряженных систем трещин, а разрывы северо-восточного простирания в них выполаживаются и искривляются, переходя в зону нарушений основания. В центральной части месторождения разломы этого типа служили каналами, которые облегчали глубинное выщелачивание карбонатных пород [27, 15].

Конечный процесс формирования дизъюнктивных дислокаций ознаменовался значительным развитием системы разломов G10 — H12 (рис. 4), имеющих северо-восточное простирание и падающих на северо-запад под углами 45—75°. Величина горизонтального смещения колеблется в пределах от 150 до 200 м. Эти нарушения не являются разобщенными трещинами, характерными для условий растяжения, а представляют собой зоны дробления с милонитом, выполняющим трещины.

На месторождении Хилтон-Майн имеются и сбросы по простиранию и поперечные сбросы растяжения, но, видимо, их плотность больше, чем на месторождении Айза-Майн; значительнее здесь и смещения по отдельным разломам.

Соотношения контактов тектонических блоков. К тектоническим блокам, сложенным вулканитами Истерн-Крик и расположенным близ Айза-Майн и Хилтон-Майн, относятся блок Уэстерн (к западу от обоих месторождений), блок Кристаллена (южнее месторождения Айза-Майн) и блок Бейсмент (на глубине, под месторождением Айза-Майн). К числу других принадлежат блоки Сибелла и Маунт-Новит. Большинство из этих блоков ограничено крупными сбросами по простиранию, крутопадающими на запад, такими, как Маунт-Айза, Пару, Маунт-Новит и Сибелла. Эти сбросы проявляются по-разному, но их ориентировка свидетельствует об общем происхождении в процессе развития региональной антиклинали. Это значит, что главные блоки достигли своего современного относительного положения в то же самое время. Блок Бейсмент может подстилать все отложения группы Маунт-Айза, а блоки, выходящие на поверхность, могут являться отражением приподнятых участков основания. Таким образом, поднятие блока Бейсмент, видимо, предшествовало региональной деформации, в связи с чем Смит [29] считает, что разлом Бейсмент одновозрастен с образованием отложений группы Маунт-Айза.

Типы пород. Вблизи контакта вулканитов Истерн-Крик и осадочных пород группы Маунт-Айза образовалось большое количество характерных пород.

Кремнистая зеленокаменная порода. Данная разность охватывает метаморфизованные и окремненные породы, которые могут быть вулканического либо осадочного происхождения. Это типичные кварц-хлорит-мусковитовые породы. Акцессорные минералы представлены доломитом, биотитом, рутилом, пиритом, апатитом, сфеном и лейкоксеном. Породы часто перемяты и брекчированы и могут быть рассланцованы. Они неизменно залегают у контактов блоков или примыкают к крупным массам безрудного кварца (рис. 4).

Карбонатный милонит. Черная, сильно рассланцованная порода, заключающая обломки очковой формы, с покрытыми углистым веществом зеркалами скольжения, которые образовались вдоль поверхностей рассланцевания (рис. 5). Милонит развивается преимущественно по «силикадоломиту» и карбонатным сланцам, но может образоваться и за счет пород толщи вулканитов Истерн-Крик. В последнем случае рассланцованная смесь

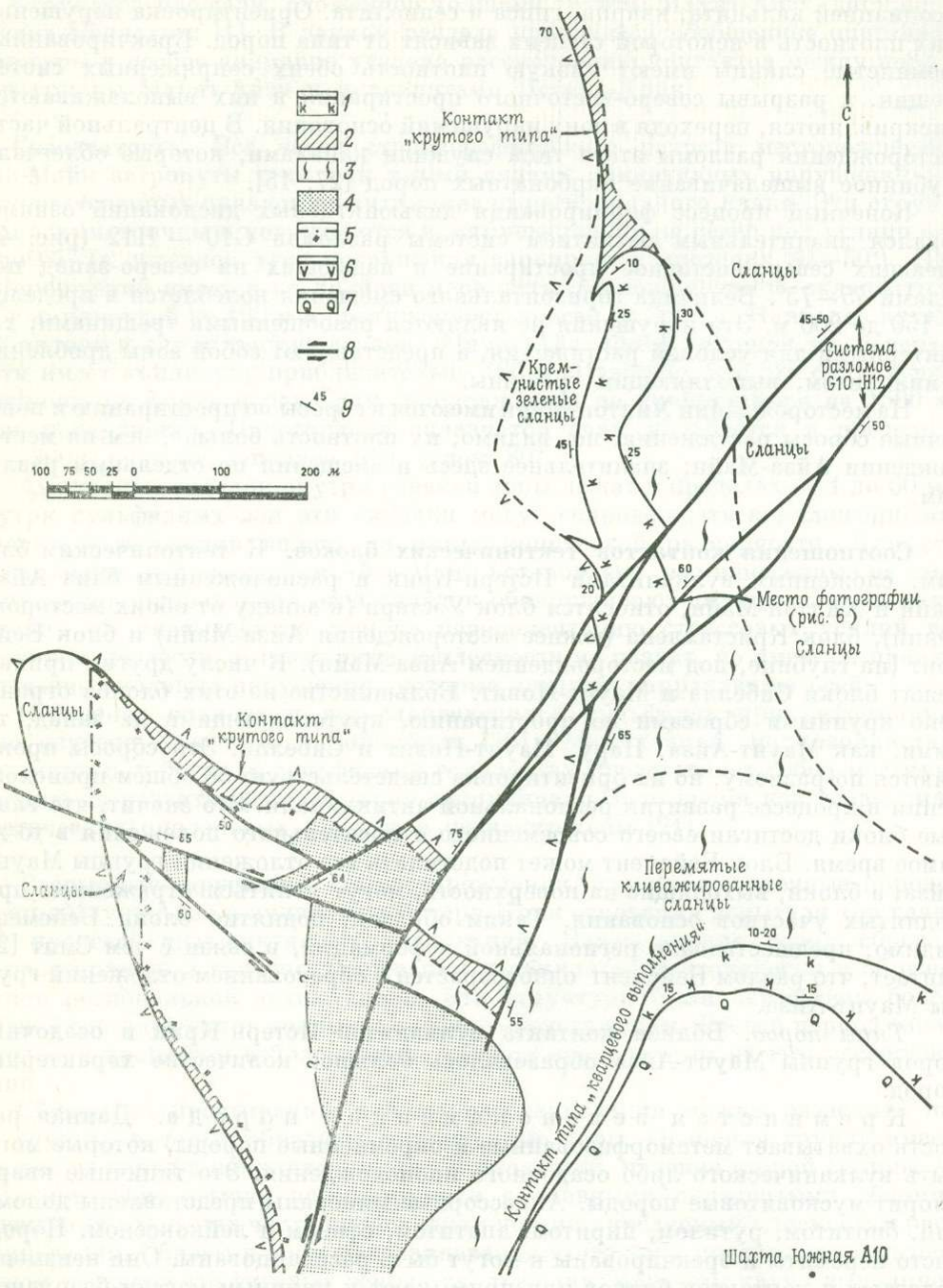


Рис. 4. Геологический план южного горизонта 19 (960 м ниже поверхности).

1 — безрудный кварц; *2* — карбонатный милонит; *3* — кливажированные сланцы; *4* — медная руда; *5* — «силика-доломит»; *6* — зеленые сланцы; *7* — кварциты; *8* — разлом и направление горизонтальных движений; *9* — элементы залегания разломов и контактов.

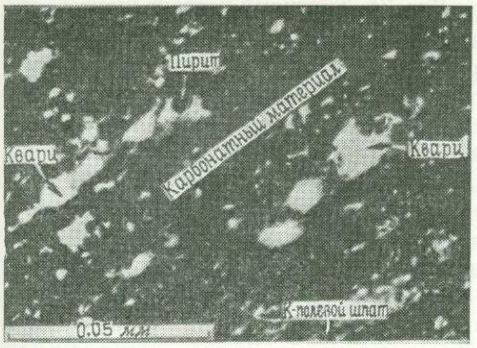


Рис. 5. Карбонатный милонит.
Обломки сланца, кварца и пирита заключены в карбонатную основную массу. Видны хорошо развитые плоскости рассланцевания.

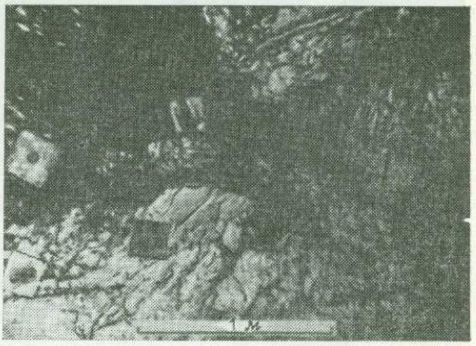


Рис. 6. Контакт безрудного кварца и милонита, смещенный по крупному поперечному разлому (местоположение фотографии показано на рис. 4).

хлорита и карбонатного материала образует основную массу милонита, а находящиеся в ней обломки пород состоят из серицита, кварца и хлорита. Нередки локальные скопления магнезита. Этот тип породы чаще всего развивается вдоль сбросов по простиранию в местах пересечения ими основания.

Безрудный кварц состоит из белого крупнокристаллического кварца с небольшим количеством халькопирита и пирита; нередко наблюдается переслаивание с карбонатным милонитом. Кварц сильно раздроблен (рис. 6) и образует трещинное выполнение в главном пологозалегающем разломе на самом юге месторождения.

Кливажированные сланцы. Это темно-серые до черных карбонатно-доломитовые сланцы или алевролиты с глубоко проникающими трещинами кливажа, почти полностью маскирующими слоистость. Кливаж обусловлен ориентированным расположением чешуек мусковита и серицита, которые вместе с карбонатным материалом приурочены к тонким трещинам. Наряду со слюдой и карбонатным материалом к главным компонентам породы относятся крупнозернистый доломит и тонкозернистые кварц и ортоклаз. Обычны порфиробласты магнезита. Кливажированные сланцы встречаются внутри зоны, располагающейся в 27 м выше неглубоко залегающего наклонного контакта основания, но лучше всего они развиты в подошве толщи сланцев Уркхарт в 600 м к северу от шахты Южная А10 (рис. 4). По мере удаления от контактовой зоны основания кливажированные сланцы постепенно переходят в слабослоистые массивные сланцы.

Типы контактов. В результате наблюдений в подземных выработках установлены три различных типа контактов между сланцами Уркхарт и вулканитами Истерн-Крик. Наличие этих трех типов контактов обусловлено тремя отдельными этапами развития дизъюнктивных дислокаций.

Контакты *типа плато* (plateau type) встречаются главным образом ниже висячего бока рудных тел 1100 (рис. 3, разрез *С — С*), 1900 и 3000. Это типичный резкий контакт, по которому «силика-доломит» сменяется непосредственно зелеными сланцами при слабом развитии пород контактового типа. Контакт имеет пологое падение или ундулирует при среднем угле падения 15° в направлении на северо-восток и, возможно, является первичным контактом между вулканитами Истерн-Крик и сланцами Уркхарт [29]. Вблизи этого контакта, там, где крупные поперечные разломы пересекают основание, встречаются редкие клинья карбонатного милонита. В тех местах, где контакт пересекается системой разломов G10 — H12, блоки основания вдви-

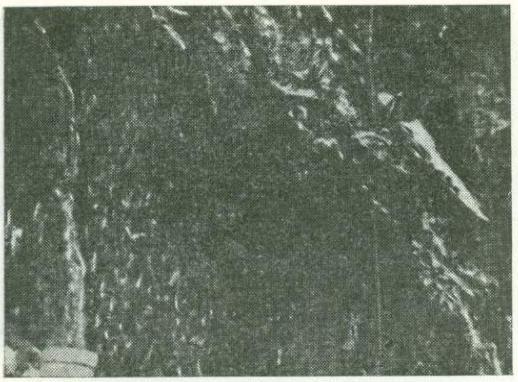


Рис. 7а. Типичный контакт «крутого типа».

нуты в вышележащее рудное тело. Ближе к висячему боку рудных тел в этой контактовой зоне развиты крупные тектонические блоки кливажированного сланца (рис. 3, разрез $C - C$).

Контакты *крутого типа* (scarpe type) (рис. 7а и 7б) развиты ниже лежачего бока рудного тела 1100 и нижней линзы рудного тела 3000. Контакт обычно имеет падение на восток под углами от 50 до 90° и простирается приблизительно по азимуту 345°. Типичным является контакт, наблюдаемый в 1400 м севернее шахты Южная А10 на горизонте 19 (рис. 4).

Обычен карбонатный милонит, сильно варьирующий по мощности. На горизонте 19 мощность милонитовой зоны изменяется от 3—6 м (в 1400 м севернее шахты Южная А10) до 20 м (на контакте далее к юго-западу). Зеленые сланцы, приуроченные к этому контакту, часто обнаруживают изменчивость мощности силицифицированных зон. Разрывные нарушения, которые образуют данный контакт, связаны с деформацией, обусловившей появление разлома Маунт-Айза. Между этим типом контакта и контактом типа плато существует непрерывная серия контактов переходного типа.

Контакты *типа кварцевого выполнения* (quartz-filled type) лучше всего развиты на южном фланге месторождения (рис. 3, разрез $A - A$; рис. 4). Они полого падают на запад или северо-запад; для них типично наличие карбонатного милонита и безрудного кварца. Наиболее мощные выделения безрудного кварца отмечаются на востоке, где мощность толщи переслаивания кварца и милонита составляет 30 м. К западу мощность этой толщи быстро уменьшается и достигает величины менее 1 м.

Разломы, обусловившие этот контакт, имеют более поздние черты, чем нарушения, связанные с ранее описанными контактами. В ряде мест на за-



Рис. 7б. Геологическая схема к рис. 7а.

паде разлом данного типа не маркирует контакта между зелеными сланцами и породами группы Маунт-Айза, а проникает в толщу зеленых сланцев. Восточнее он целиком находится внутри толщи сланцев Уркхарт, проходя на некотором расстоянии над контактом основания.

Контакт блока Уэстерн. Известно, что этот контакт протягивается от поверхности до глубины 1200 м и является тектоническим. По нему сланцы Мэгезин, алевролиты Кеннеди и Спир и сланцы Уркхарт соприкасаются с зелеными сланцами. Он имеет типичное крутое падение (рис. 3, разрез *E* — *E*), и его считают частью системы разломов Пару. Контакты обычно принимают характер зоны брекчий, состоящей из смеси обломков вмещающих осадочных пород и зеленых сланцев; последние, распространяясь приблизительно на 60 м от контакта, сильно брекчированы или перемяты. Изредка наблюдается, что контакт представляет собой постепенный переход от сланцев Уркхарт к сильно перемятым хлоритовым сланцам с постепенно увеличивающимся содержанием хлорита.

На месторождении Хилтон-Майн контакт блока Уэстерн прослежен до глубины 1000 м. Контактовая зона падает на запад под углом 70° и представлена двумя основными нарушениями: зоной карбонатного милонита, которая проходит внутри зеленых сланцев в 10—20 м от их контакта, и нарушением, идущим по контакту между зелеными сланцами и отложениями группы Маунт-Айза.

Первичная медная минерализация на месторождении Айза-Майн

«Силика-доломит». На месторождении Айза-Майн внутри толщи сланцев Уркхарт встречаются зоны смятых и брекчированных пород, в которых наблюдаются экстенсивные преобразования и перекристаллизация кварца, карбонатов и сульфидов. Эти зоны, имеющие местное название «силика-доломит», являются рудовмещающими для первичной медной минерализации.

Установлено, что «силика-доломит» обычно залегает согласно с окружающими сланцами Уркхарт, за исключением верхних и северных участков, где он в общем лежит несогласно и ориентирован субпараллельно осям главных складок и направлений рассланцевания в пределах месторождения.

Основная масса «силика-доломита» имеет протяженность в длину по крайней мере 2600 м и максимальную ширину 530 м. В поперечном сечении размеры этой массы увеличиваются — от узких языков основной залежи, вскрытых в горных выработках верхних горизонтов, до ее максимальной ширины вблизи или на контакте с нижележащим комплексом основания (рис. 3).

Контакты подошвы «силика-доломита» с прилегающими сланцами, как правило, резкие в отличие от постепенных контактов висячего бока. Этот постепенный переход обусловлен различной степенью перекристаллизации карбонатных минералов.

Резкие согласные контакты встречаются там, где крупнокристаллический доломит в верхних частях месторождения языкообразно вклинивается в сланцы. Преобразование и перекристаллизация вещества в этих местах приводят к развитию пирротина вдоль контакта [9]. Отклонение ориентировки контактов от направления плоскостей напластования в местах выклинивания «силика-доломита» обычно; здесь же наблюдаются и складки волочения по направлению этих контактов.

Основная масса «силика-доломита», зоны складчатости и брекчирования сопровождались частичной перекристаллизацией слоистых доломитовых сланцев *in situ* и мобилизацией доломита и кварца, которые затем переоткладывались вдоль ослабленных плоскостей.

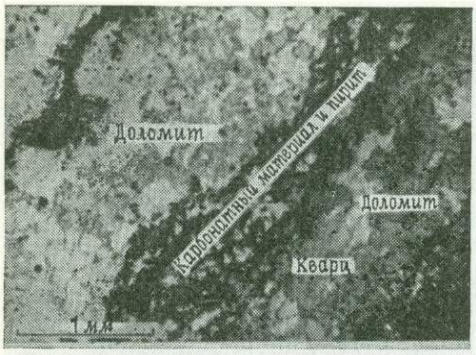


Рис. 8. Перекристаллизованный сланец.
Видно разделение на слои, богатые доломитом и карбонатизированным кварцем.

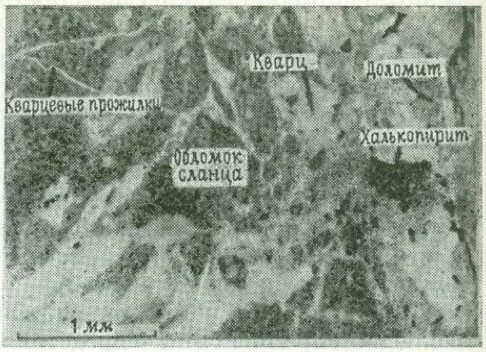


Рис. 9. Неравномерно брекчированный доломитовый сланец.
Разнокалиберные обломки сланца погружены в основную массу, состоящую из кварцита, доломита и сульфидов.

Типы пород. «Силика-доломит» образован четырьмя главными типами пород, хотя существуют и промежуточные типы в местах постепенных контактов.

Перекристаллизованные сланцы имеют равномерно-слоистое строение и образованы перемежающимися слоями карбонатно-кремнистого сланца или пиритсодержащего сланца и крупнокристаллического доломита (рис. 8). Слоистость (мощность отдельных слоев менее 10 мм) повсюду хорошо сохраняется, даже там, где имеются секущие жилы карбоната и кварца.

Кристаллический доломит сложен средне- и грубозернистым доломитом с несущественным количеством обломков сланца. Отмечается также изменчивое, но обычно небольшое содержание интерстициального кварца.

Неравномерно брекчированные доломитовые сланцы представляют собой породу, сложенную угловатыми обломками доломитового сланца, которые погружены в кристаллическую доломит-кварцевую основную массу (рис. 9). В этом типе в количественном отношении могут доминировать то основная масса, то заключенные в ней различно ориентированные обломки сланцев.

Перечисленные выше три типа пород представляют обогащенную карбонатом фацию и встречаются в верхних частях массы «силика-доломита». Степень кремнистости последнего возрастает по направлению к основанию, вблизи которого преобладают брекчированные кремнистые сланцы.

Брекчированные кремнистые сланцы представляют собой слабослоистые карбонатсодержащие кремнистые кристаллические сланцы (рис. 10), заключающие некоторое количество хорошо слоистых пиритсодержащих кремнистых сланцев [8, 36]. Они обнаруживают различную степень брекчированности. Обломки заключены в основной массе, состоящей из серого кварца или сульфидов и занимающей в некоторых случаях до 90% объема породы.

Минералогия. Главными жильными минералами, входящими в состав «силика-доломита», являются железистый доломит и кварц. Местами в больших количествах присутствуют тальк, хлорит и калиевый полевой шпат. К акцессорным минералам относятся кальцит, турмалин, серицит, мусковит, флогопит, компоненты карбонатного материала, рутил, апатит и циркон.



Рис. 10. Брекчированный кремнистый сланец.

Крупные обломки кристаллов погружены в основную массу, состоящую из тонкозернистого кварца, карбонатного материала и сульфидов.

Сульфидные минералы, обнаруживаемые в больших количествах, представлены халькопиритом, пиритом, пирротином и кобальтином. Присутствуют также в незначительных концентрациях арсенопирит, марказит, галенит, сфалерит и многочисленные представители из группы минералов кобальта и мышьяка. *Халькопирит* образует простые и сложные жилы и неправильные по форме сегрегации, которые обычно ассоциируются с грубозернистым пиритом и изредка с пирротином. Редкие прослои халькопирита встречаются совместно с тонкозернистым фрамбоидальным пиритом. В более крупнокристаллических вмещающих доломитовых породах халькопирит часто обособляется по границам зерен доломита. Обычны прослои *фрамбоидального пирита*. По своему характеру они разнообразны и варьируют от неплотных агрегатов сферических пиритных выделений диаметром менее 30 мкм до слоев, сложенных плотной массой пирита. Грубозернистый пирит присутствует в виде изолированных эвгедральных или неправильных кристаллов. *Пирротин*, как правило, образует неправильные сегрегации, которые ассоциируются с халькопиритом; имеются также слоистые выделения пирротина, которые часто наблюдаются в перекристаллизованных сланцах в лежачем боку контактовой зоны. Пластинчатый пирротин можно встретить в небольших количествах в слоях кремнистого сланца и в приразломных трещинах. *Кобальтин* присутствует в виде спорадических вростков в сферах тонкозернистого пирита, нарастает на грубозернистый пирит или выполняет трещины в массе последнего.

На месторождении Айза-Майн «силика-доломит» содержит несколько отчетливых зон медной минерализации. Обычно эти зоны имеют сходный характер, но в деталях каждая зона обладает своими особенностями. Главные рудные тела описываются ниже в порядке их расположения от висячего к лежачему боку (рис. 3).

Рудные тела 650 и 500. На севере месторождения в толще сланцев имеются два широких языка «силиката-доломита», которые являются вмещающими для рудных тел 650 и 500 (рис. 3, *б*, разрез *Е—Е*). Контакт между сланцами и массами «силика-доломита» резкий, и в некоторых случаях там, где «силика-доломит» примыкает к свинцовым рудным телам, на этом контакте образуются грубозернистые галенит и халькопирит. Главные типы пород: кристаллический доломит, неравномерно брекчированные доломитовые сланцы, перекристаллизованные сланцы и перемятые сланцы. Сульфидная минерализация представлена преимущественно халькопиритом с включениями нодулярного и эвгедрального пирита, субгедрального пирротина и небольшого количества арсенопирита.

Рудное тело 650 тесно связано с вертикальной или крутопадающей на запад зоной рассланцевания. Оно имеет мощность 20—30 м и состоит из жил массивного халькопирита, заключенных в перемятых сланцах, которые содержат также мелкие прослои доломитового и перекристаллизованного сланца. Там, где зона рассланцевания пересекается с осями складок, рудное тело достигает своей максимальной мощности 80 м и состоит из системы массивных жил и рассеянной вкрапленности халькопирита, которая заключена в основной массе кристаллического доломита.

Рудное тело 500 находится к востоку от рудного тела 650 и залегает между свинцовыми рудными телами № 2 и № 5. Минерализация сходна с минерализацией рудного тела 650, и к югу оба этих тела сливаются. На рис. 3 (разрез D — D) показано расположение южной части рудного тела 500, где оно глубоко выщелочено, что связано с наличием поперечных разломов.

Рудное тело 400. Минерализация распространяется по простиранию на протяжении 600 м вплоть до висячего бока рудного тела 1100 (рис. 3, разрез C — C). Медные руды образуют удлиненные тела и линзы, согласные с главным направлением простирания окружающих сланцев. Доминирующими типами пород являются перекристаллизованные сланцы с некоторым количеством неравномерно брекчированных доломитовых сланцев. Слабо перекристаллизованные пиритсодержащие сланцы преобладают на более верхних горизонтах и в районе выклинивания рудного тела на юге, а неравномерно брекчированные доломитовые сланцы — на севере. Присутствует небольшое количество кристаллического доломита. Туфовые маркирующие слои обычны в средней и верхней зонах и могут протягиваться из окружающих сланцев через линзы медных руд. Халькопирит в тесной ассоциации с пиритом и пирротином образует неправильные жилы и сегрегации.

Рудное тело 1100. Рудное тело 1100 располагается в центральной и южной частях месторождения. По простиранию его размеры достигают 2400 м, максимальная горизонтальная ширина поперек простирания составляет 370 м. Это наиболее продуктивное рудное тело на месторождении. Оно имеет простирание 345—350°, падает на запад под углами 45—65° и срезано по всему простиранию вулканитами основания Истерн-Крик. Контакт с основанием искривлен вследствие складчатости, имеет простирание 330° и плавно погружается к югу. Внутри рудного тела хорошо развиты нарушения растяжения и сжатия, часто смещающие оруденение. На рис. 3 показана изменчивость контуров рудного тела по простиранию.

Присутствуют все типы пород «силика-доломита». Характерное распределение типов пород иллюстрируется на рис. 11, где показан разрез через центр рудной зоны. Рудное тело может быть грубо разделено на две зоны, характеризующиеся различными типами пород, минералогией и содержанием меди. Зона лежачего бока шириной до 150 м преимущественно представлена брекчированным кремнистым сланцем, по падению постепенно переходящим в неравномерно брекчированный доломитизированный сланец. Первый характеризуется высоким содержанием меди (рис. 12) и наличием слоев фрамбоидального пирита, содержащего до 1% кобальтина; присутствуют также небольшие количества грубозернистого пирита, пирротина и карбонатного материала. В отличие от этого зона висячего бока, которая имеет ширину до 220 м, содержит более богатые доломитом типы пород; кобальтина в ней немного и значительно меньше фрамбоидального пирита. На южном и верхнем краях зоны главная масса «силика-доломита» разбивается на стратиграфически контролируемые линзы шириной от 20 до 80 м.

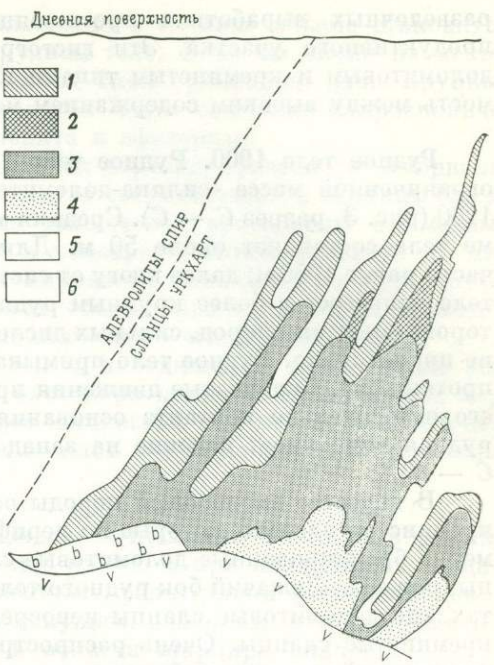


Рис. 11. Типичное распределение различных типов пород группы «силика-доломита» (соответствует рис. 3, разрез *C — C*).

1 — перекристаллизованные сланцы; *2* — кристаллический доломит; *3* — неравномерно брекчированные доломитовые сланцы; *4* — брекчированные кремнистые сланцы; *5* — карбонатный милонит; *6* — зеленые сланцы.

Напротив, на северном конце масса «силика-доломита» сохраняет прежнюю ширину, тогда как сульфидная минерализация там заметно уменьшается.

Содержание меди явно зависит от типа пород. Гистограммы, показанные на рис. 12, построены на основе анализа проб, отобранных в подземных

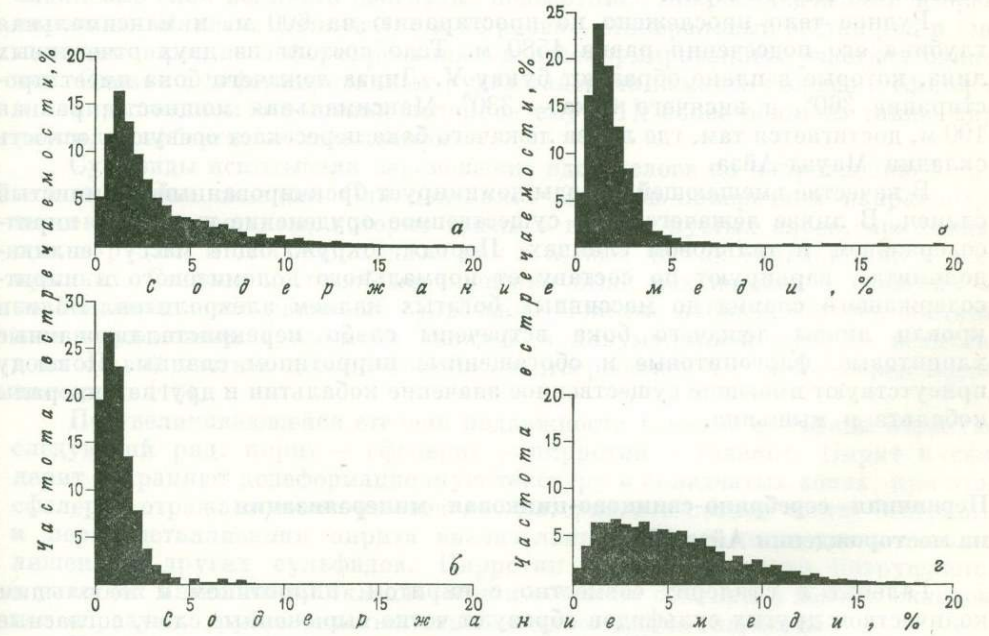


Рис. 12. Распределение содержания меди в рудном теле 1100.

а — «силика-доломит» в целом; *б* — перекристаллизованные сланцы; *в* — неравномерно брекчированные доломитовые сланцы и кристаллический доломит; *г* — брекчированные кремнистые сланцы.

разведочных выработках протяженностью 19 км в пределах основного продуктивного участка. Эти гистограммы подчеркивают различия между доломитовым и кремнистым типами пород и указывают на прямую зависимость между высоким содержанием меди и высокой степенью кремнистости.

Рудное тело 1900. Рудное тело 1900 располагается в отдельной, четко ограниченной массе «силика-доломита» вблизи лежачего бока рудного тела 1100 (рис. 3, разрез *C* — *C*). Средняя мощность этого плитообразного по форме тела составляет около 50 м. Длина по простиранию обособленной его части равна 1050 м; далее к югу от системы разломов G10 — H12 описываемое тело сливается с более крупным рудным телом 1100. За исключением некоторого смещения пород, сильных дислокаций по системе разломов G10 — H12 не происходило. Рудное тело примыкает к породам основания на всем своем протяжении. Складчатые движения привели к искривлению тела и повороту его относительно контакта основания, так что в своей центральной части рудная зона имеет падение на запад под углами менее 10° (рис. 3, разрез *C* — *C*).

В качестве вмещающей породы основную роль играют брекчированные кремнистые сланцы, которые по периферии постепенно переходят в неравномерно брекчированные доломитовые сланцы и перекристаллизованные сланцы (рис.11). Лежачий бок рудного тела довольно резкий на нижних горизонтах, где доломитовые сланцы непосредственно переходят в брекчированные кремнистые сланцы. Очень распространены фрамбоидальный пирит и ассоциирующийся с ним кобальтин.

Рудное тело 3000. Рудное тело 3000 залегает на глубине в центральной и северной частях месторождения на 700 м ниже горизонта 13 и вскрыто только разведочными скважинами. Оно располагается в массе «силика-доломита» в лежачем боку сланцев Уркхарт и примыкает к вулканитам основания Истерн-Крик.

Рудное тело прослежено по простиранию на 600 м, и максимальная глубина его подсечения равна 1580 м. Тело состоит из двух отчетливых линз, которые в плане образуют букву V. Линза лежачего бока имеет простирание 360°, а висячего бока — 330°. Максимальная мощность, равная 100 м, достигается там, где линза лежачего бока пересекает осевую плоскость складки Маунт-Айза.

В качестве вмещающей породы доминирует брекчированный кремнистый сланец. В линзе лежачего бока существенное оруденение имеется в пиритсодержащем и тальковом сланцах. Породы, окружающие массу «силика-доломита», варьируют по составу от нормального доломитового и пиритсодержащего сланца до массивных богатых калием алевролитов. Вблизи кровли линзы лежачего бока встречены слабо перекристаллизованные хлоритовые, флогопитовые и обогащенные пирротином сланцы. Повсюду присутствуют имеющие существенное значение кобальтин и другие минералы кобальта и мышьяка.

Первичная серебряно-свинцово-цинковая минерализация на месторождении Айза-Майн

Галенит и сфалерит совместно с пиритом, пирротином и небольшим количеством других сульфидов образуют четко выраженные слои, согласные со сланцами. Многие сульфидные слои мощностью от 1 мм до 1 м протягиваются на несколько сот метров по простиранию и обнаруживают постепенные латеральные изменения состава сульфидов. В случае если эти слои

группируются друг с другом и их плотность в единице объема становится значительной, то говорят о едином рудном теле. В то же время на месторождении обычны также и изолированные слои сульфидов; даже крупные участки безрудных сланцев и алевролитов часто содержат микроскопические прослои или линзы пирита, галенита и сфалерита.

Минерализация прерывиста в пределах стратиграфического интервала, равного 1050 м, однако главные рудные тела сосредоточены в верхних 650 м. Серебряно-свинцово-цинковые рудные тела четко обособлены от медных рудных тел, хотя могут находиться в непосредственной близости от них (рис. 3, *б*). Они располагаются эшелонированно относительно друг друга, и на их южных и нижних окончаниях обычно наблюдается клиновидное переслаивание руды с массами кристаллического «силика-доломита».

Детальная корреляция рудных тел и находящихся между ними безрудных сланцев [1] стала возможной благодаря наличию очень четких маркирующих слоев высококалиевых туфов мощностью от 1 мм до 1,5 м. По цвету и мощности отдельные маркирующие слои могут меняться по простиранию и падению.

Структура и мобильность сульфидов. Отдельные свинцовые рудные тела отрабатываются по их простиранию на 800 м при подходящих мощностях и содержании металла. Единственным препятствием распространению оруденения являются смещения по секущим разломам и зонам смятия. Обогащение оруденения отмечается в области шарнира складок.

Складки имеют преимущественно концентрический характер, при этом отдельные слои сохраняют мощность на всем протяжении данной складки. Они становятся дисгармоничными с приближением к верхнему изгибу складки или в местах пересечения с рудным телом. Там, где складки пересекают относительно некомпетентную обогащенную сульфидами толщу, отчетливо наблюдается интенсивная деформация, выраженная тем, что сланцевые слои волнисто изогнуты, подверглись микроскладчатости и брекчированы. Кливаж сланцеватости не развит. Минеральный состав руд и вмещающих пород на деформированных и недеформированных участках одинаков. Однако в деформированных рудах галенита намного больше и сфалерит в количественном отношении подчинен ему [21]; более обильны также пирротин, фрейбергит и халькопирит.

Сульфиды испытывали перемещение вдоль слоев по направлению к трогам и замкам складок. Они двигались также в поперечном направлении по секущим трещинам, которые имелись внутри пустых слоев, примыкающих к рудам, и это происходило как в осевых частях складок, так и в их крыльях. Степень и способ перемещения были различными и зависели от вовлекаемых в это движение сульфидов. Полевые наблюдения над обедненным оруденением в крыльях складок и аккумуляцией рудного вещества в их осевой части с несомненностью подтверждают, что такое перемещение возможно [16].

По увеличивающейся степени подвижности главные сульфиды образуют следующий ряд: пирит — сфалерит — пирротин — галенит. Пирит и сфалерит сохраняют додеформационную текстуру в складчатых зонах, при этом сфалерит отражает некоторое течение материала в осевые части. Миграция и перекристаллизация пирита значительны лишь в складчатых толщах, лишенных других сульфидов. Пирротин и галенит легко разрушаются в участках интенсивной складчатости и особенно обильны в замках складок, где образуют грубозернистые относительно чистые агрегаты.

По секущим разломам смещаются все другие структуры, включая складки, зоны смятия и ассоциирующиеся с ними сульфидизированные участки. Однако для большинства разломов фиксируется только ограничен-

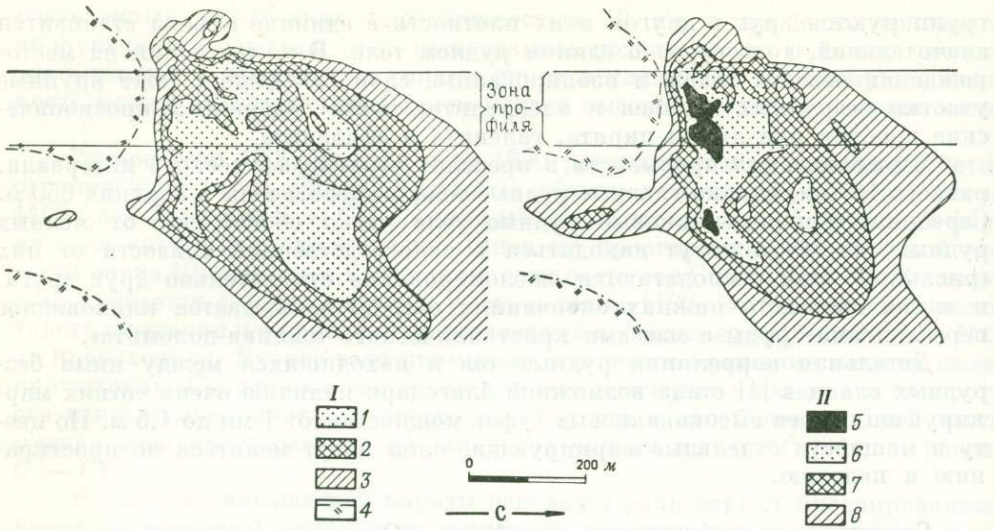


Рис. 13а. Продольные разрезы, на которых показаны контуры распределения содержаний свинца и цинка в толще трехметровой мощности в лежачем боку рудного тела № 7.
I. Содержания Zn (вес. %): *1* — > 10; *2* — 6—10; *3*—2—6; *4* — «силика-доломит». *II*. Содержания Pb (вес. %): *5*—14; *6*—10—14; *7*—6—10; *8*—2—6.

ное смещение по горизонтали, обычно не более чем на 10 м. Вертикальная составляющая смещения с трудом поддается измерению из-за однородности слоев по падению.

Минералогия. Доломитовые сланцы и алевролиты состоят из различных количеств железистого доломита, кварца, альбита, микроклина, хлорита, серицита и флогопита. К акцессорным принадлежат турмалин, циркон, рутил, апатит и карбонаты.

Туфовые маркирующие слои имеют градационный характер и состоят в основном из микроклина с подчиненным кварцем и различного количества железистого доломита. В качестве акцессориев присутствуют циркон и апатит. Слои, как правило, имеют четкий нижний контакт, везде по мере приближения к кровле увеличивают свою зернистость и часто постепенно переходят в перекрывающие их осадки, указывая на то, что разрез не был перевернут.

Экономически ценными сульфидами являются галенит, сфалерит и фрейбергит. Они тесно ассоциируются с обильными пиритом и пирротином, небольшими количествами халькопирита, арсенопирита и марказита. К редким относятся сульфиды серебра: пираргирит, прустит, полибазит, штернбергит, аргентит, овихиит, отмечалось также металлическое серебро.

Пирит является самым распространенным сульфидом. Фрамбоидальная разновидность составляет 90—95% от его общего количества и большей частью образует слоистые залежи, хотя изредка и секущие; характерна аполловая структура выделения; часты концентрические сростки с галенитом, сфалеритом, пирротином, халькопиритом и фрейбергитом. Небольшие количества грубозернистого пирита образовались в результате перекристаллизации рассеянного пирита во время деформации [16].

Пирротин местами является обычным минералом рудных тел, но имеются участки, где он играет роль главной сульфидной фазы. В основном он ассоциируется со сфалеритом и часто сечет плоскости напластования и минеральные текстуры.

Галенит встречается во многих формах, начиная от грубозернистых мономинеральных тесно сросшихся кристаллических агрегатов до отчетливо слоистых образований, в которых он в основном ассоциируется с фрамбоидальным пиритом и углистым веществом. Часто в них присутствуют также угловатые обломки сланцев и тончайшие нитевидные выделения карбонатного материала, имеющие характер сегрегаций.

Сфалерит чаще всего ассоциируется с галенитом. Обычно он имеет красно-коричневый цвет и среднее содержание железа 6,7 вес.%. Нередко он образует согласные слои, которые, по существу, мономинеральны, если не считать очень тонких прослойков карбонатного материала, галенита и тонкозернистого пирита. В деформированных рудах зернистый сфалерит ассоциируется с массивным галенитом. Имеющийся в небольшом количестве халькопирит в виде мелких веретенообразных включений располагается вдоль границ сфалеритовых зерен.

Минералы серебра. Большая часть серебра в Маунт-Айза содержится в фрейбергите, который находится в галените в виде ангедральных зерен размером 20—30 мкм или располагается на контактах галенита со сфалеритом, пирротином, пиритом или халькопиритом. Меньшее значение имеет серебро, присутствующее в виде твердого раствора в решетке галенита (Райли, личное сообщение, 1973).

Халькопирит является несущественной составляющей руды. В основном он находится в виде сегрегаций в богатых галенитом слоях и мелких включений в сфалерите. Он наиболее обычен в свинцовых рудных телах, примыкающих к массе «силика-доломита».

Детальное описание свинцовых руд содержится в ряде работ [14, 9, 33].

Вариации содержания металлов в рудных телах. Вариации относительного содержания сульфидных компонентов наблюдаются в пределах отдельных сульфидных слоев. В общем же картина распределения металлов для всех рудных тел одинакова. Совершенно очевидно, что эти данные имеют значение как для разведки, так и для теории рудогенеза [34].

Были выбраны определенные ограниченные интервалы минерализации, которые точно прослеживались с помощью туфовых маркирующих слоев.

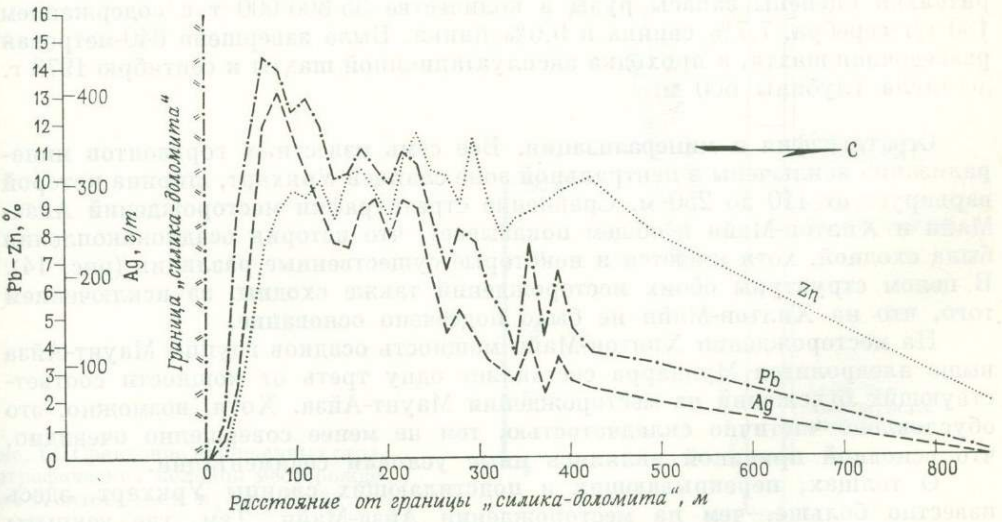


Рис. 13б. Кривые содержаний серебра, свинца и цинка по профилю для той же толщи, что и на рис. 13а.

На рис. 13а и 13б показаны продольные разрезы через рудное тело № 7 с контурами распределения содержаний свинца и цинка и кривые содержаний этих металлов вдоль определенного профиля. В обоих случаях охватывается интервал трехметровой мощности в лежачем боку рудного тела.

Самые высокие концентрации металлов в любом интервале минерализации находятся вблизи и к северу от участков развития «силика-доломита»; там происходит обогащение галенитом и уменьшение количества сфалерита в слоях. Если не считать пирита, то сфалерит имеет наибольшее латеральное распределение по площади по сравнению со всеми другими сульфидами. В некоторых рудных толщах максимальные концентрации цинка отмечаются в нескольких сотнях метров от контакта с «силика-доломитом».

Как планы контуров распределения содержания металлов, так и кривые содержания по профилю показывают резкое повышение показателей в южном направлении вблизи «силика-доломита» и их постепенное снижение к северу. Градиент содержания по профилю значительно варьирует, в особенности у цинка. Изограды отклоняются к северу.

Первичная серебряно-свинцово-цинковая минерализация на месторождении Хилтон-Майн

Месторождение Хилтон-Майн, расположенное в 20 км к северу от Маунт-Айза, еще разведуется. Минерализация прослежена по простиранию на 4,5 км. Месторождение вскрыто только скважинами и разведочными шахтами, но уже теперь очевидно, что минерализация такая же, как в серебряно-свинцово-цинковых рудах Айза-Майн. Она детально описана Матиасом и др. [20]; здесь же мы рассмотрим ее лишь в плане сравнения обоих месторождений.

Разведочные работы начались в 1947 г., когда было полностью установлено значение зоны окисления, развитой по простиранию за пределами месторождения Маунт-Айза. За период с 1948 по 1957 г. основная программа алмазного бурения была выполнена и пройдено семь небольших шахт. В 1957 г. в связи с падением цен на металлы и большими материальными затратами на Маунт-Айза разведку месторождения Хилтон-Майн прекратили. Бурение снова возобновили в 1966 г., и к этому времени были предварительно оценены запасы руды в количестве 35 600 000 т с содержанием 180 г/т серебра, 7,7% свинца и 9,6% цинка. Была завершена 640-метровая разведочная шахта, а проходка эксплуатационной шахты к сентябрю 1973 г. достигла глубины 600 м.

Стратиграфия и минерализация. Все семь известных горизонтов минерализации заключены в центральной зоне сланцев Уркхарт, ширина которой варьирует от 110 до 250 м. Сравнение стратиграфии месторождений Айза-Майн и Хилтон-Майн в общем показывает, что история осадконакопления была сходной, хотя имеются и некоторые существенные различия (рис. 14). В целом структуры обоих месторождений также сходны, за исключением того, что на Хилтон-Майн не было подсечено основание.

На месторождении Хилтон-Майн мощность осадков группы Маунт-Айза выше алевролитов Мундарра составляет одну треть от мощности соответствующих отложений на месторождении Маунт-Айза. Хотя, возможно, это обусловлено частично складчатостью, тем не менее совершенно очевидно, что основной причиной являлись иные условия седиментации.

О толщах, перекрывающих и подстилающих сланцы Уркхарт, здесь известно больше, чем на месторождении Айза-Майн. Там, где вскрыты не нарушенные разломами разрезы, границы между стратиграфическими единицами всегда постепенны, что указывает на длительность процесса

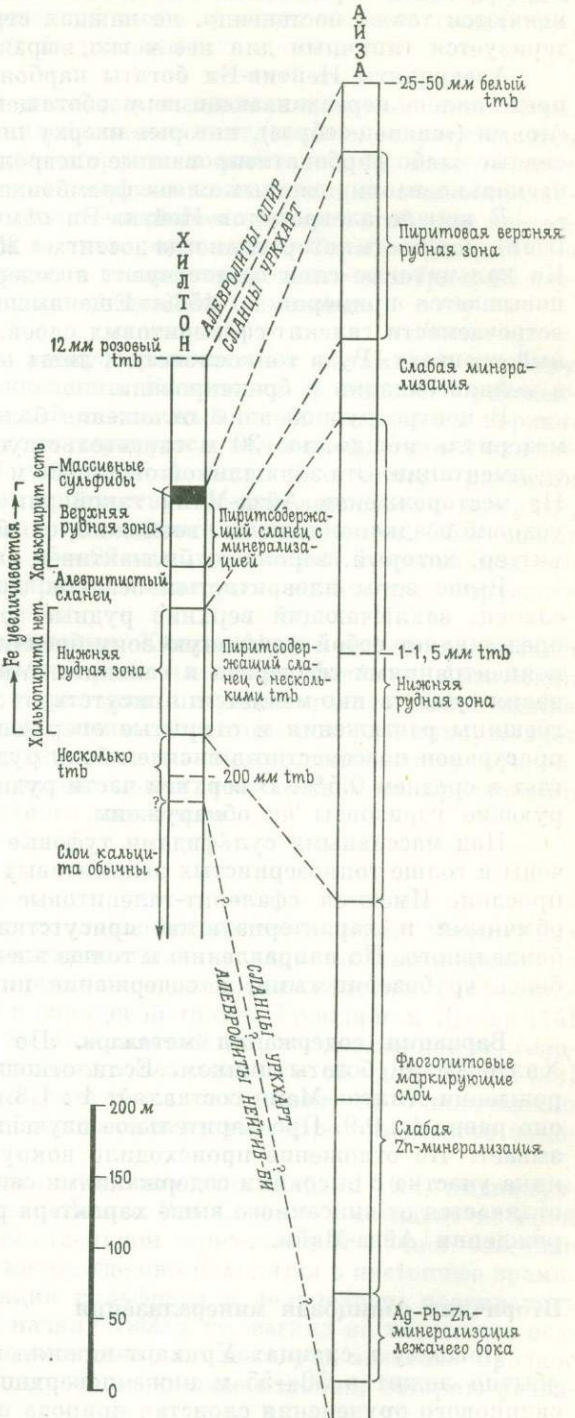


Рис. 14. Сравнение упрощенных стратиграфических колонок месторождений Хилтон-Майн и Айза-Майн.

осадконакопления в интервале времени от возникновения сланцев Брикавей до завершения образования сланцев Мэгезин. Минералогические особенности меняются также постепенно, но каждая стратиграфическая единица характеризуется типичным для нее четко выраженным разрезом.

Алевролиты Нейтив-Би богаты карбонатным материалом, и их разрез представлен переслаивающимися обогащенными кальцитом и доломитом слоями («сланец-зебра»), которые кверху постепенно переходят в более массивные слабо карбонатизированные алевролиты. В середине разреза имеется несколько изолированных слоев фрамбоидального пирита.

В кровле алевролитов Нейтив-Би обычны туфовые маркирующие слои (tmb), мощность которых иногда достигает 250 мм. Выше алевролитов Нейтив-Би кальцитовые слои отсутствуют, а содержание фрамбоидального пирита повышается примерно до 15%. Еще выше по разрезу возрастает частота встречаемости галенит-сфалеритовых слоев, которые образуют нижний рудный горизонт. Руда тонкослоиста и лишь в незначительной степени собрана в мелкие складки и брекчирована.

В центре рудной зоны отложение более алевритистого грубослоистого материала мощностью 30 м свидетельствует о резком изменении процесса седиментации. Эта зона длиной около 800 м не содержит прослоев сульфидов. На месторождении Айза-Майн такой тип разреза отсутствует. Изменение условий осадконакопления, возможно, обязано движению по разлому Трансмиттер, который, вероятно, был активен в это время [29].

Выше зоны алевритистых осадков залегает высокопиритизированный сланец, заключающий верхние рудные тела. Самое верхнее рудное тело представляет собой массивную зону брекчированного пирита с локальными концентрациями сфалерита и галенита. Минералогический характер оруденения существенно меняется: присутствует халькопирит, который выполняет трещины растяжения и открытые оперяющие трещины. Халькопирит распространен повсеместно в висячем боку рудных тел, и его количество достигает в среднем 0,5%. В верхней части рудных тел заметные туфовые маркирующие горизонты не обнаружены.

Над массивными сульфидами туфовые маркирующие горизонты заключены в толще тонкозернистых доломитовых сланцев, содержащих пиритовые прослои. Имеются сфалерит-галенитовые слои, но они становятся менее обычными и характеризуются присутствием халькопирита, иногда фрамбоидального. По направлению к толще алевролитов Спир осадки становятся более грубозернистыми, а содержание пирита постепенно снижается.

Вариации содержания металлов. По сравнению с Айза-Майн руды Хилтон-Майн богаты цинком. Если отношение свинца к цинку на месторождении Хилтон-Майн составляет 1 : 1,3, то на месторождении Айза-Майн оно равно 1 : 0,9. Предварительное изучение распределения металлов показывает, что отложение происходило вокруг расположенного в центре рудника участка с высокими содержаниями свинца, цинка и железа. Это сильно отличается от описанного выше характера распределения металлов на месторождении Айза-Майн.

Вторичная свинцовая минерализация

Повсюду в сланцах Уркхарт нижняя граница зоны полного окисления обычно лежит в 50—55 м ниже поверхности. В пределах зон вторичного свинцового оруденения слоистая природа первичной минерализации хорошо сохранена. Имеет место лишь незначительная миграция свинца в мельчайшие трещинки в сторону от первичных рудных тел. Цинк намного мобильней, и для него обычна боковая миграция за пределы первичных рудных тел

и связанных с ними зон минерализации вмещающих пород. Смит [27] детально описал вторичные свинцово-цинковые руды и разделил их на две группы: руды окисленной зоны, расположенной выше границы полного окисления, и руды переходной зоны ниже этой границы.

Окисленная зона. Церуссит является главным свинцовым минералом; непосредственно над нижней границей полного окисления он сопровождается незначительными количествами пироморфита и англезита. Из всего объема зоны цинк в основном вынесен, хотя местами еще встречаются изолированные остатки смитсонита. Бóльшая часть вторичного цинка в этой зоне переотложена вблизи нижней границы полного окисления. Серебро выщелочено из верхней части зоны и переотложено в виде самородного серебра в 25-метровом интервале над нижней границей полного окисления.

Переходная зона. Эта зона распространяется на различную глубину под нижней границей полного окисления. Ее нижняя граница неопределенна, и часто имеет место постепенный незаметный переход к свежим первичным сульфидным рудам. Зона характеризуется начальной стадией окисления сульфидов, вторичным обогащением и высокой степенью развития растворимых в воде солей. Свинец присутствует в виде англезита и галенита, а цинк представлен смитсонитом, гемиморфитом и сфалеритом. Обогащение серебром отмечается в интервале 15—20 м выше нижней границы полного окисления; здесь развит пираргирит с некоторым количеством прустита и полибазита.

В переходной зоне месторождения Хилтон-Майн описан вторичный цинксодержащий сидерит [22], который на месторождении Айза-Майн не обнаружен. Значительная латеральная миграция растворимого цинка происходила совместно с цинксодержащим сидеритом, который присутствует как в зоне сульфидной минерализации, так и в слоях, лишенных сульфидов. Известно, что он встречается в значительных количествах на протяжении 200 м ниже основания зоны полного окисления.

Генезис руд

В наиболее ранних отчетах по геологии месторождения Маунт-Айза [3, 4, 14] их авторы строго придерживались взгляда на эпигенетическое происхождение руд путем гидротермального замещения галенитом, сфалеритом и пиритом отдельных слоев в сланцевой толще. Грондийс и Шутен [14] высказали предположение, что тонкозернистый пирит, возможно, сингенетичен, но при последующем обсуждении отказались от этой идеи. Шутен [26] и Найт [17] полагали, что пирит мог быть осадочным, но одновременно считали, что другие сульфиды образовались путем гидротермального замещения этого раннего пирита.

Новая интерпретация генезиса руд была дана Найтом [18], выдвинувшим «идею о материнской породе» («Source Bed Consept»), согласно которой все сульфиды отложились в одном отдельном горизонте в осадочном бассейне и позднее были перемещены в те места, где они находятся в настоящее время. Эта теория осадочной аккумуляции сульфидов в дальнейшем развивалась многочисленными авторами, и к началу 1960-х гг. взгляд на первичное осадочное происхождение серебряно-свинцово-цинковых руд завоевал прочное признание. Беннетт [1] в своем подробном докладе изложил историю развития этой теории.

До 1960 г. генезису медных руд Маунт-Айза уделялось сравнительно мало внимания, несмотря на то что медное оруденение было открыто первым в 1928 г. и разработка медных руд началась в 1942 г. Стиллуэлл и Эдвардс [35]

на основе проведенных ими минералогических исследований предположили гидротермальное происхождение этих руд. Картер [7] рассмотрел структурный контроль медной минерализации со стороны залежей «силика-доломита» и высказался за эпигенетический характер медного оруденения.

Стентон [33] внес значительный вклад в теорию рудогенеза в Маунт-Айза своей статистической работой об элементном составе свинцовых рудных тел № 2 и № 5 и медных рудных тел 500 и 650. Согласно этому автору, серебряно-свинцово-цинковый и медный типы руд по своему происхождению эксгаляционно-осадочные и отложились соответственно в осадках, из которых возникли сланцы и «силика-доломиты». Он полагал, «что рудные и петрогенные компоненты сформировались как смежные и перемежающиеся части одной зоны фациального изменения». Беннетт [1], считая, что все руды Маунт-Айза осадочные, специально рассмотрел возможность сильного биологического влияния на формирование руд и сообщил о своем открытии в «силика-доломите» образований, похожих на водоросли.

Ван ден Хеувел [36] считал, что в то время как медь накапливалась в хемогенных доломито-кремнистых осадках, свинцово-цинково-серебряная минерализация фиксировалась в стратиграфически эквивалентных им кластических сланцах. Он показал, что бо́льшая часть полевого шпата, слюды, силикатов и карбонатов имела первичное или диагенетическое происхождение, и для объяснения этого предположил существование чрезвычайно соленой среды.

Согласно Смиту [29], «почти одновременные движения по разломам ритмично влияли на циркуляцию воды и процессы обескислороживания благодаря своему воздействию на топографию морского дна». Он также полагал, что эти разломы могли быть местами, где проявилась активность фумарол.

Беннетт [2] связывал минерализацию с биологически контролируемым осаждением свинца, цинка и серебра в глубоководных сланцах и меди в «силика-доломите», который, по его мнению, являлся мелководной фацией, эквивалентной сланцевой. Далее он утверждал, что одновозрастные осадочные фации свинцово-цинково-серебряных и медных отложений протягиваются в стороны от активного подводного разлома.

В отличие от сторонников концепции осадочного происхождения Смит и Уокер [31] строго придерживались взгляда на эпигенетическое происхождение медных руд. Они утверждали, что руды выделились из основания вулканитов Истерн-Крик в процессе метаморфизма. Эта теория не встретила одобрения со стороны геологов, знакомых с месторождением Маунт-Айза.

В настоящее время большинство геологов согласны с осадочным происхождением обоих типов руд. В случае свинцово-цинковых руд геологами в основном принимается предположение об осаждении сульфидов из вышележащей толщи воды под воздействием бактериальной серы, а также утверждение о последующей деформации и метаморфизме этих руд. Кроксфорд и Джефкотт [11] пересмотрели большинство из этих аспектов с учетом данных по впадине Красного моря и стратиформным свинцово-цинковым месторождениям Австралии.

В последние годы благодаря развитию горных работ и разведочного бурения получена важная информация о контроле медного оруденения, которая укрепила сингенетическую теорию происхождения медных руд.

Значительное содержание меди имеется в свинцово-цинковых рудных телах, генезис которых считается осадочным. Это особенно относится к месторождению Хилтон-Майн, где отдельные медные рудные тела не известны.

Текстуры, образованные халькопиритом и фрамбоидальным пиритом в черных сланцах, и идентичные текстуры, которые слагаются галенитом и пиритом, обычны

в медных рудных телах, особенно там, где слабо проявлены брекчирование и преобразование вещества; халькопирит является составной частью осадка.

Карбонатный материал, тесно ассоциирующийся как с медной, так и со свинцово-цинковой минерализацией, встречается повсюду.

Установлено, что условия, необходимые для отложения сульфидов, возникли в ограниченном бассейне седиментации в процессе его образования, обусловленного одновременными движениями по разломам. Активный вулканизм во время отложения сланцев Уркхарт вызвал приток рассолов, содержащих серебро, свинец и цинк, в среду, уже пересыщенную солями. В связи с этим возникла обстановка, очень сходная с той, которая существует в Красном море, где в настоящее время происходит отложение сульфидов. Медь осаждалась в кремнисто-доломитовых фациях вблизи подводного сбросового уступа, а серебро, свинец и цинк — в черных сланцах дальше в глубинах бассейна.

Осажденный сульфид меди превратился в халькопирит, возможно, в процессе диагенеза [23]. Среда, в которой возникла кремнисто-доломитовая фация, была более насыщенной кислородом и мелководной, чем среда отложения черного сланца и серебряно-свинцово-цинковых руд. Нельзя также отрицать возможность влияния на рудогенез «силика-доломита», который первоначально представлял собой материал водорослей, развившихся в этой более окислительной обстановке.

Очевидно, что медные руды претерпели более сильные изменения, чем руды свинца и цинка. В результате этих преобразований первичный характер руд изменился и они приобрели явные эпигенетические черты. Возможно, содержание воды в хемогенных кремнистых сланцах было более высоким, и это облегчило диагенетическую перекристаллизацию халькопирита и вмещающих пород «силика-доломита». Эти диагенетические изменения привели к тому, что бóльшая часть меди была мобилизована и перешла из первичного осадка в жилы.

Благодарности

Настоящая статья составлена при содействии сотрудников геологической службы компании Mount Isa Mines Ltd., а именно Р. Анттонена, д-ра Н. Кроксфорда, Т. Финлоу-Бейтса, А. Хеффорда, Дж. Найтса, Д. Морриса, Дж. Морроу, Г. Ортмена, У. Перкинса, Дж. Рилея, К. Робертсона, Р. Расселла, Э. Смита и П. Стокера.

Авторам хотелось бы выразить свою признательность за содействие геологам, которые уже не работают на Маунт-Айза, а также Дж. Коксу, Д. Хартвигу и сотрудникам геологического чертежного отдела за подготовку рисунков. Авторы благодарят д-ра Н. Кроксфорда, Р. Хьюэтта, Р. Расселла, Э. Смита и У. Смита за их критические замечания при подготовке этой главы.

Статья опубликована с разрешения компании Mount Isa Mines Ltd.

Список литературы

1. *Bennett E. M.*, Lead-zinc-silver and cooper deposits of Mount Isa, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 233-246, 8th Commonwealth Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
2. *Bennett E. M.*, History, geology and planned expansion of Mount Isa Mines properties, Am. Inst. Min. Eng., World Symposium on Mining and Metallurgy of Lead and Zinc, **1**, 139-168, 1970.
3. *Blanchard R., Hall G.*, 1937, Mount Isa ore deposition, Econ. Geol., **32**, 1042-1057, 1937.
4. *Blanchard R., Hall G.*, Rock deformation and mineralization at Mount Isa, Proc. Aus ralas. Inst. Min. Metall., No. 215, 1-60, 1942.
5. *Brown D. A., Campbell K. S. W., Crook K. A. W.*, The Geological Evolution of Austrlia and New Zealand, 409 pages, Pergamon, Oxford, 1968.
6. *Carter E. K., Brooks J. A., Walker R. R.*, The Precambrian mineral belt of northwestern Queensland, Bull., Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 51, 1961.

7. *Carter S. R.*, Mount Isa Mines, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 361-377, 5th Empire Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
8. *Clark G. J.*, A mineralogical examination of the 1100 copper orebody, unpublished internal company report, 1968.
9. *Croxford N. J. W.*, The mineralogy of the No. 7 lead-zinc orebody, Mount Isa, and its interpretation, Ph. D. thesis, unpublished, University of New England, 1962.
10. *Croxford N. J. W.*, Origin and significance of volcanic potash-rich rocks from Mount Isa, Trans. Instn. Min. Metall., 74, 34-43, 1964.
11. *Croxford N. J. W.*, *Jephcott S.*, The McArthur lead-zinc-silver deposit, N. T., Proc. Australas. Inst., Min. Metall., No. 243, 1-26, 1972.
12. *Farquharson R. B.*, *Wilson C. J. L.*, Rationalization of geochronology and structure at Mount Isa, Econ. Geol., 66, 574-582, 1971.
13. Geological Society of Australia, Tectonic Map of Australia and New Guinea 1:5 000 000, Sydney, 1971.
14. *Grondijis H. F.*, *Schouten C.*, A study of the Mount Isa ores, Econ. Geol., 32, 407-450, 1937.
15. *Hewett R. L.*, Deep leaching and accelerated post-mine oxidation in the 500 orebody at Mount Isa, with discussion, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 226, 2, 73-88, 1968.
16. *Hewett R. L.*, *Solomon P. J.*, The role of mobilization in silver-lead-zinc sulphide assemblages, with particular reference to Mount Isa, Australia, 22nd Int. geol. Congr., Sect. 5—Genetic Problems of Ores, 1964.
17. *Knight C. L.*, Regional geology of Mount Isa, in Geology of Australian Ore Deposits (Ed. A. B. Edwards), 352-360 5th Empire Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
18. *Knight C. L.*, Ore genesis—the source bed concept, Econ. Geol., 53, 808-817, 1958.
19. *Love L. G.*, *Zimmerman D. O.*, Bedded pyrite and micro-organisms from the Mount Isa shale, Econ. Geol., 56, 873-896, 1961.
20. *Mathias B. V.*, *Clark G. L.*, *Morris D.*, *Russell R. E.*, The Hilton deposit—stratiform silver-lead-zinc mineralization, in Metallogenic Provinces and Mineral Deposits in the south-western Pacific, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 141, 33-58, 1973.
21. *McDonald J. A.*, Some effects of deformation on sulphiderich layers in lead-zinc orebodies, Mount Isa, Queensland, Econ. Geol., 58, 52-61, 1970.
22. *Riley J. F.*, Zinc losses to carbonate at Mount Isa, Trans. Instn. Min. Metall., 81, C111-113, 1972.
23. *Roberts W. M. B.*, The low temperature synthesis in aqueous solution of chalcopyrite and bornite, Econ. Geol., 58, 52-61, 1963.
24. *Robinson W. B.*, Geology of the Eastern Creek Volcanics in the Mount Isa district, Proc. Australas Inst. Min. Metall., No. 226, 89-96, 1968.
25. *Russell R. E.*, Discussion on «Rationalization of geochronology and structure at Mount Isa», Econ. Geol., 67, 1276-1277, 1972.
26. *Schouten C.*, Some notes on micro-pseudomorphism, Econ. Geol., 44, 349-382, 1946.
27. *Smith W. D.*, The broader aspects of secondary mineralization at Mount Isa, Queensland, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 217, 33-38, 1965.
28. *Smith W. D.*, The Ewen-Kalkadoon Granite time relationship in north-west Queensland, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 223, 23-27, 1967.
29. *Smith W. D.*, Penecontemporaneous faulting and its likely significance in relation to Mount Isa ore deposition, Spec. Publs. geol. Soc. Aust., 2, 225-235, 1969.
30. *Smith W. D.*, Discussion on «Rationalization of geochronology and structure at Mount Isa», Econ. Geol., 67, 1277-1279, 1972.
31. *Smith S. E.*, *Walker K. R.*, Primary element dispersions associated with mineralization at Mount Isa, Queensland, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 131, 1972.
32. *Solomon P. J.*, Investigations into sulphide mineralization at Mount Isa, Queensland, Econ. Geol., 60, 737-765, 1965.
33. *Stanton R. L.*, Elemental constitution of the Black Star orebodies. Mount Isa, Queensland, and its interpretation, Trans. Inst. Min. Metall., 72, 61-144, 1962.
34. *Stanton R. L.*, Constitutional features of the Mount Isa sulphide ores and their interpretation, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 205, 131-153, 1963.
35. *Stillwell F. L.*, *Edwards A. B.*, The mineral composition of the Black Star copper orebody, Mount Isa, Queensland, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 139, 149-159, 1945.
36. *Van den Heuvel H. B.*, Sedimentation, stratigraphy and post-depositional changes in the sediments of the upper formations of the Mount Isa Group, north west Queensland, Ph. D. Thesis, University of Queensland, 1969.
37. *Wilson C. J. L.*, The microfabric of a deformed quartzite sequence, Mount Isa, Queensland, Ph. D. Thesis, Australian National University, 1970.
38. *Wilson C. J. L.*, The stratigraphic and metamorphic sequence west of Mount Isa, and associated igneous intrusions, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 243, 27-42, 1972.
39. *Wilson C. J. L.*, Faulting west of Mount Isa mine, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 245, 3-15, 1973.

Брокен-Хилл

И. Джонсон, Г. Клингнер

Общие сведения

Рудное месторождение Брокен-Хилл расположено на западе штата Новый Южный Уэльс, в 930 км к запад-северо-западу от Сиднея. Его географические координаты: 31°58′ ю. ш. и 141°21′ в. д.

Со времени открытия в 1883 г. это крупное месторождение дало 120 млн. т серебряной, свинцовой и цинковой руды с содержанием суммы металлов более чем 25%. Как было установлено в дальнейшем, в недрах еще осталось 60 млн. т руды со сходной концентрацией компонентов. Имеются также значительные запасы более бедных руд, особенно в юго-западном конце рудного поля.

Геология

Месторождение располагается в высокометаморфизованных породах (гранулитовая фация) комплекса Уильяма, детально описанных в ряде работ [2, 22 и др.]. Возрастные определения рубидиево-стронциевым методом [36] показали, что максимальное проявление прогрессивного метаморфизма имело место 1700 млн. лет назад и что исходный для образования гнейсов материал был древнее их более чем на 200 млн. лет.

Стратиграфия

Породы, вмещающие месторождение, объединяются в хорошо выраженный стратиграфический комплекс, известный под названием «Рудный разрез» (Mine Sequence). Он образован двумя входящими в него толщами гранитогнейса (обозначаемыми как верхний и нижний гранитогнейсы) и протягивается на 24 км от района Келлис-Крик на юго-западе до бассейна Стефенс-Крик на северо-востоке. Ширина его выходов в среднем 2 км, и прослежен он до глубины также 2 км.

Хотя в нашем распоряжении нет абсолютных доказательств, Рудный разрез в настоящее время обычно рассматривается как вертикально залегающая толща, кровля которой обращена к северо-западу. Различные части Рудного разреза, представленные теми или иными породами, характеризуются с точки зрения их предполагаемого стратиграфического положения, как, например, нижний гранитогнейс.

Принятая в настоящее время геологическая интерпретация Рудного разреза в основном соответствует схеме В. Льюиса (см. [7]), согласно которой несколько слоев определенных типов пород, таких, как гнейс Потоси и гранитогнейс, являются различными и самостоятельными единицами разреза. Более ранние исследователи, в том числе Густафсон, Баррелл и Гарретти [10], считали, что подобные слои могли быть объединены и их повторение в разрезе объясняется складчатостью.

К главным типам пород Рудного разреза относятся следующие: 1) гранитогнейс, 2) амфиболит, 3) гнейс Потоси, 4) полосчатый железистый кварцит (ПЖК) [1], 5) силлиманитовый гнейс, 6) жильный горизонт, включающий сульфидные рудные тела.

I. R. Johnson, Chief Geologist, The Zinc Corporation Ltd./New Broken Hill Consolidated Ltd.; *G. D. Klinger*, Research Geologist, ZCL.

[1] В английском оригинале — BIF (banded iron formation).— *Прим. ред.*

Кроме того, породы Рудного разреза интрудированы долеритовыми дайками, имеющими северо-западное простирание и примерно метровую мощность. Встречаются также небольшие обычно согласные тела пегматитов и белого кварца.

Каррутерс и Праттен [7] дали детальное описание Рудного разреза в южной части поля. Здесь же приводится только общая характеристика отдельных типов пород. Особо описываются рудные тела и тесно ассоциирующиеся с ними породы, которые вместе образуют жильный горизонт. Химические анализы пород каждого типа приведены в табл. 1.

Таблица 1

Химические анализы пород Рудного разреза [1]

Тип породы	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	MnO	SO_3	П.п.п.	Сумма	№ анализа
Верхний гранитогнейс	68,4	15,4	4,9	1,2	2,1	2,8	3,6	0,6	0,1	0,1	0,1	0,5	99,8	26
Верхний амфиболит	52,0	13,6	18,7	4,0	7,4	1,0	0,5	2,1	0,2	0,7	0,5	0,0	100,7	10
Верхний гнейс Потоси	66,5	15,6	7,5	0,9	4,7	0,4	2,8	0,7	0,2	0,6	0,0	0,0	99,9	2
Средний гнейс Потоси	67,4	14,6	7,4	0,9	3,2	0,7	3,5	0,8	0,2	0,6	0,2	0,4	99,9	41
ПЖК	47,5	15,6	24,9	2,2	3,1	0,9	1,3	0,8	0,9	3,3	0,4	0,0	100,9	3
ПЖК	40,5	9,6	34,3	1,6	5,0	0,7	0,4	0,3	2,4	5,1	0,3	0,1	100,3	5
Нижний гнейс Потоси	68,4	14,6	6,1	1,0	2,6	1,7	3,3	0,7	0,2	0,3	0,1	0,5	99,5	43
ПЖК	37,1	10,0	39,3	1,6	5,9	0,8	1,0	0,4	3,5	1,4	0,2	0,0	101,2	1
Нижний амфиболит	47,5	12,6	20,4	4,8	8,6	2,4	0,5	2,5	0,2	0,4	0,2	0,0	100,1	20
ПЖК	32,1	9,6	42,0	1,6	5,7	0,2	0,3	0,6	3,2	5,2	0,2	0,0	100,7	1
Нижний гранитогнейс	69,6	14,3	5,1	1,2	2,9	2,4	3,0	0,6	0,1	0,1	0,1	0,7	100,1	7
Силлиманитовый гнейс	67,4	16,5	6,9	1,6	0,8	0,8	3,7	0,7	0,1	0,2	0,2	1,0	99,9	27
Руда [2]	43,5	1,3	7,4	0,4	7,3	—	—	—	0,4	3,8	—	—	99,9	

[1] Анализы компании Zinc Corporation Limited.

[2] Включает также 11,1% Pb; 11,9% Zn; 9,3% S; 0,7% F; 2,8% CO_2. Химический состав руды рассчитан по результатам шестимесячного опробования свинцового и цинкового концентратов и данным, полученным компаниями Zinc Corporation Limited и New Broken Hill Consolidated Limited за период 1961–1970 гг.

Гранитогнейс. Это плитчатый, средне- и грубозернистый кварц-ортоклаз-плагиоклаз-биотитовый гнейс. В нем часто присутствует гранат. Хотя верхний и нижний гранитогнейсы неидентичны, под микроскопом четких различий между ними не отмечается. В общем верхний гранитогнейс обладает грубогнейсовой текстурой с хорошо развитыми очковыми обособлениями полевого шпата и удлиненными порфиробластами граната. Местами присутствует силлиманит. Нижний гранитогнейс имеет более плитчатое строение, а гнейс Потоси отличается наличием граната.

Для обоих типов гранитогнейсов характерно присутствие прослоев аплитового гранитогнейса, так же как и очень небольших участков, содержащих бариевый полевой шпат.

Амфиболит. Амфиболиты в основном сложены роговой обманкой, пироксеном и основным плагиоклазом; для них характерна хорошо развитая полосчатость, обусловленная различием в составе. Мощность отдельных полос варьирует от 1 см и до более 1 м. Хотя кое-где в комплексе Уильяма известны несогласно залегающие амфиболиты, в пределах Рудного разреза полосчатость амфиболитов параллельна контактам амфиболитовых тел, которые в свою очередь параллельны полосчатости включающих их силлиманитовых гнейсов.

В Рудном разрезе имеются два главных амфиболитовых слоя. Нижний слой средней мощностью 100 м располагается в 25—250 м выше нижнего гранитогнейса, но местами он непосредственно с ним контактирует. Верхний амфиболитовый слой, менее протяженный по простиранию и обладающий мощностью примерно 50 м, находится в 100 м ниже верхнего гранитогнейса. Верхний амфиболит обычно содержит большее количество граната, чем нижний, что, возможно и обусловливает их резкое химическое различие (табл. 1). Амфиболиты, особенно верхнего слоя, местами постепенно переходят в породу, неотличимую от гнейса Потоси.

Имеются также другие менее распространенные амфиболиты, обычно приуроченные к нижним частям Рудного разреза. Так, на севере рудного поля обнажаются такого рода породы, залегающие между нижним амфиболитом и нижним гранитогнейсом. Другой выдержанный слой находится в центральной части поля и располагается между нижним и АВМ-гнейсом Потоси.

Гнейс Потоси. Это местное название кварц-полевошпат-гранат-биотитового гнейса, который характеризуется низким содержанием алюминия и относительно высоким — кальция и железа. Гнейс Потоси обычно обладает отчетливой текстурой, в которой одинаковые по размеру порфиробласты граната окружены биотитом и реже полевым шпатом. Повсюду имеются мелкие пегматитовые жилки обычно мощностью 2—3 см, которые могут иметь птигматитовый облик.

В пределах Рудного разреза выделяют четыре слоя гнейсов Потоси: верхний, средний, нижний, АВМ.

Некоторые авторы АВМ-гнейс Потоси коррелировали с нижним гнейсом Потоси, однако Эндрюс [2], проводивший картирование, указал, что в одном из обнажений эти гнейсы разделены тонким слоем амфиболита. Это подтверждает и алмазное бурение.

Вверх по разрезу развитие гнейсов Потоси изменяет свой характер в юго-западном направлении. АВМ-гнейс имеет наибольшее развитие, достигая 500-метровой мощности, на северо-востоке между зонами разломов Бритиш и Де-Бавей. В юго-западном направлении мощность этого гнейса быстро сокращается, пока не становится неразличимой, в то время как нижний гнейс Потоси начинает развиваться и приобретает главенствующее значение в разрезе при мощности в 300 м. Далее на юго-запад нижний гнейс утоняется, а мощность среднего гнейса становится более 200 м. Еще дальше в этом же направлении мощность средних гнейсов снова уменьшается, но затем опять возрастает, достигая 120 м.

На поверхности вариации мощности среднего гнейса Потоси не проявляются. Увеличивающиеся по мощности толщи среднего и нижнего гнейса погружаются к юго-западу примерно под углом 40°.

Нижний и средний гнейсы Потоси, по-видимому, имеют пространственную связь с рудными телами. Толща нижнего гнейса располагается в 10—50 м ниже рудных тел [27]. Средний гнейс имеет постепенные переходы к верхней (цинковой) части главного рудного горизонта [11]. Ни АВМ-гнейс, который находится явно ниже рудных тел, ни верхний гнейс, встречающийся

в виде линз на юго-западном конце рудного поля, не имеют такие тесные стратиграфические соотношения с рудными телами.

На северо-восточном конце рудного поля толща гнейсов Потоси располагается непосредственно над главными рудными телами. Это может быть средний гнейс Потоси, хотя он занимает довольно низкое положение в стратиграфическом разрезе. В этой же части рудного поля под нижним амфиболитом обнажается другой тонкий слой гнейса Потоси. Данные алмазного бурения показывают, что он продолжается к югу вплоть до участка компании Zinc Corporation Limited. Этот слой, возможно, представляет собой пятый, стратиграфически самый нижний член разреза гнейсов Потоси. Так же, как и в случае с верхним гнейсом Потоси, не известно, испытывает ли он заметные изменения мощности или нет.

Полосчатый железистый кварцит (ПЖК). Толща ПЖК изменяется по мощности от нескольких сантиметров до 2 м и отчетливо слоиста. Контакты с вмещающим силлиманитовым гнейсом постепенны (на протяжении примерно 1 см) и параллельны слоистости ПЖК и окружающих пород [34]. Отдельные слои имеют мощность от 1 мм до нескольких сантиметров и сложены в основном двумя из числа следующих четырех минералов: граната, кварца, магнетита и апатита. Обычными акцессорными минералами являются биотит, ильменит, гематит, рутил, ганит и сульфиды цветных металлов. ПЖК содержит повышенные количества свинца и цинка по сравнению с любым другим типом пород Рудного разреза, если не считать самих рудных тел. ПЖК отличается также высокими содержаниями марганца и фосфора (табл. 1).

В Рудном разрезе имеются по крайней мере восемь горизонтов ПЖК, но лишь четыре из них прослеживаются по простиранию, залегая соответственно: под средним гнейсом Потоси, над нижним гнейсом Потоси, под нижним гнейсом Потоси, под нижним амфиболитом.

Последний горизонт протягивается приблизительно на 15 км и часто отделен от нижнего амфиболита гнейсом Потоси. Это вполне согласуется с тем, что все горизонты ПЖК обнаруживают тесную пространственную связь с данным гнейсом.

Установлено, что по крайней мере два горизонта ПЖК являются по простиранию стратиграфическими эквивалентами руды. ПЖК над нижним гнейсом Потоси, очевидно, занимает стратиграфическое положение свинцовой залежи, а менее четко развитый горизонт над средним гнейсом Потоси имеет сходную позицию с цинковыми залежами.

Силлиманитовый гнейс. Силлиманитовый гнейс относится к наиболее обычному типу пород Рудного разреза. Прослои этого гнейса встречаются между всеми другими более четко выраженными типами пород. Минералогия его изменчива. По составу отдельные прослои варьируют от почти чистого кварцита до грубополосчатого богатого силлиманитом гнейса, который может содержать крупные порфиробласты граната. Толща типичного силлиманитового гнейса состоит из переслаивающихся кварцитов и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов, при этом мощность отдельных прослоев колеблется от 2—3 см до нескольких метров. Местами встречаются эллипсоидальные по форме обособления известково-силикатного состава толщиной в несколько сантиметров и длиной до метра; они содержат кварц, плагиоклаз, гранат, эпидот и цоизит.

Обычно бывает трудно осуществлять корреляцию изменчивых по составу силлиманитовых гнейсов по их простиранию. Даже крупные толщи, которые состоят большей частью из кварцита и силлиманит-гранат-биотитового гнейса, часто принимают линзовидную форму. Тем не менее наиболее широко

распространенные типы силлиманитовых гнейсов имеют все-таки некоторое стратиграфическое значение в связи с их индивидуальными особенностями. Так, например, силлиманитовый гнейс между средним гнейсом Потоси и нижележащим горизонтом ПЖК имеет гораздо более темно-серый цвет, чем обычно, хотя химически можно установить лишь незначительные отличия, Толща 200—300-метровой мощности, непосредственно подстилающая горизонт ПЖК, обладает в целом необычным кварцитовым характером; при этом, конечно, добиться детальной корреляции отдельных кварцитовых слоев невозможно.

Рудные тела

Общие сведения. Месторождение Брокен-Хилл описывалось многими авторами. Исчерпывающие отчеты составлены Густафсоном и др. [10] и Кингом и О'Дрисколлом [21]. Были представлены детальные минералогические описания [39, 23]. В данном разделе дается обобщающая и частично уточненная характеристика рудных тел.

Рудное месторождение Брокен-Хилл по простиранию имеет длину 7,3 км, вертикальную протяженность 850 м и ширину 250 м. Общее падение крутое на северо-запад. В продольном сечении зона оруденения имеет аркообразную форму; на юго-западном конце зона погружается под углами 15—20° на юго-запад; на северо-восточном конце погружение крутое на северо-восток (рис. 1, *а*). В поперечном сечении зона имеет форму большой складки волочения (рис. 2 и 3).

Месторождение состоит из шести отдельных рудных тел:

Цинковые залежи	*Свинцовые залежи*
Залежь В	Линза № 2
Залежь А	Линза № 3
Верхняя линза № 1	
Нижняя линза № 1	

Все шесть рудных тел встречаются лишь на юго-западном конце рудного поля. Линзы № 2 и 3 имеют наибольшую протяженность по простиранию (до 6 км) и являются единственными известными рудными телами в центральной и северо-восточной частях поля. Стратиграфически более высоко залегающие цинковые залежи находятся на юго-западном конце поля, и их разработка велась фактически только компаниями Zinc Corporation Limited и New Broken Hill Consolidated Limited. На рис. 1, *б* дана схема количественного распределения руды на месторождении Брокен-Хилл, а также показано относительное расположение самих рудных тел и изменение их формы.

Особенно заметно изменение относительных размеров двух свинцовых рудных тел по простиранию. На северо-восточном конце линза № 3 представляет собой более крупное тело, а линза № 2 по своим размерам подчиняется ей. Однако по направлению к юго-западу соотношение меняется на обратное (рис. 1, *б*). В поперечном сечении распределение руды также асимметрично: наибольшие запасы приходятся на северо-западное крыло каждого рудного тела (рис. 2 и 3).

На северо-восточном конце рудного поля имеется слабо минерализованный горизонт, расположенный выше линзы № 2 и, по-видимому, занимающий примерно стратиграфическую позицию линзы № 1 (рис. 3). Если данная минерализация является действительно линзой № 1, то это указывает на существование рудного горизонта, который протягивается по простиранию на 4 км за пределами промышленной руды.

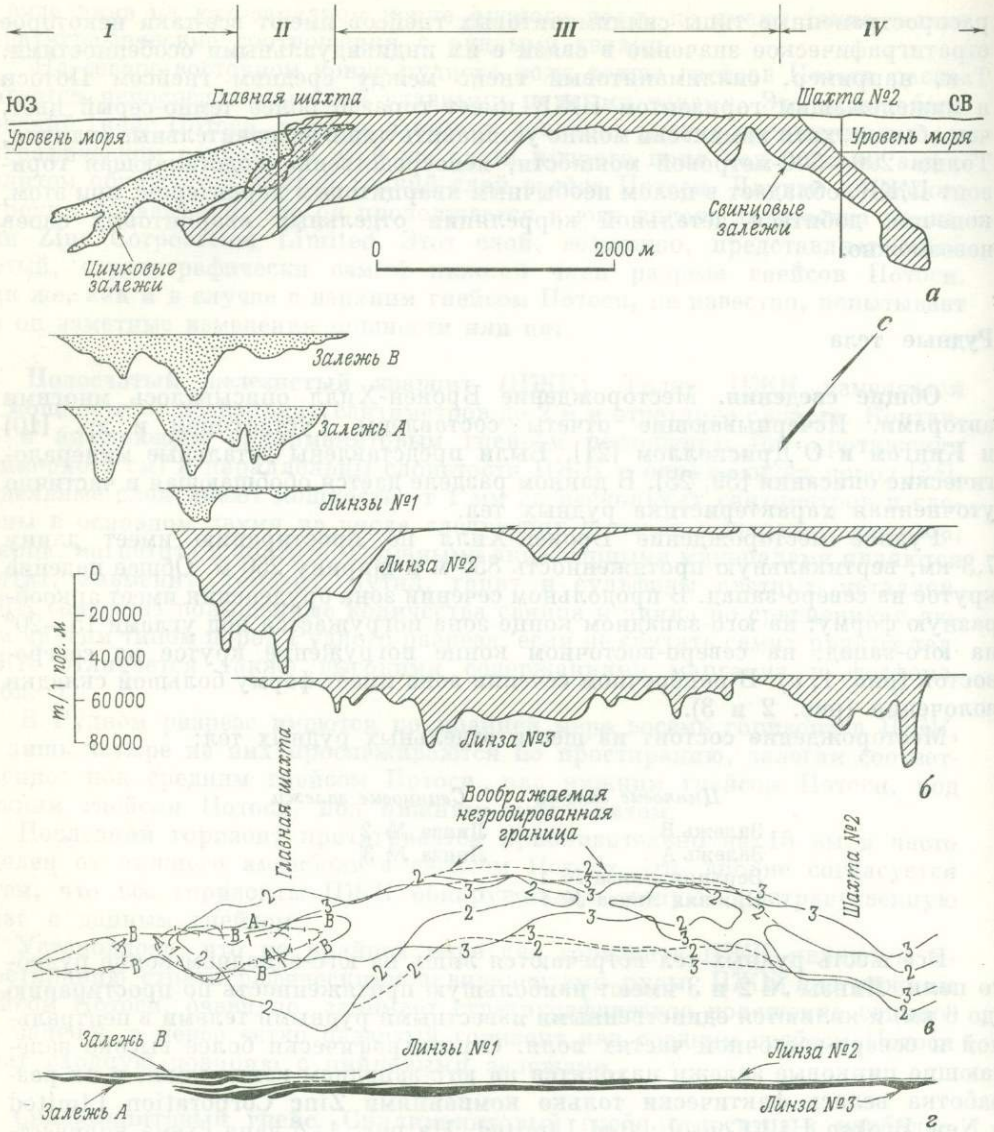


Рис. 1.

а. Продольная проекция месторождения Брокен-Хилл
I — участок компании New Broken Hill Consolidated Limited; *II* — участок компании Zinc Corporation Limited; *III* — Южный рудник; *IV* — участок компании North Broken Hill Limited. *б*. Схематическое продольное сечение, показывающее количественное распределение руды. *в*. Схематическая совмещенная проекция рудных тел (пластически не деформированных). *г*. Продольная проекция недеформированных рудных тел.

Минералогия и химические особенности рудных тел. Главные промышленные минералы на месторождении Брокен-Хилл — галенит и сфалерит. Последний может содержать до 10% железа и почти повсюду на месторождении представлен марматитом. Серебро содержится в галените, тетраэдрите, дискразите, а также встречается в виде самородного металла. К другим обычным сульфидам относятся пирротин, халькопирит, арсенопирит и леллингит. Пирит редок и встречается почти исключительно как вторичный минерал.

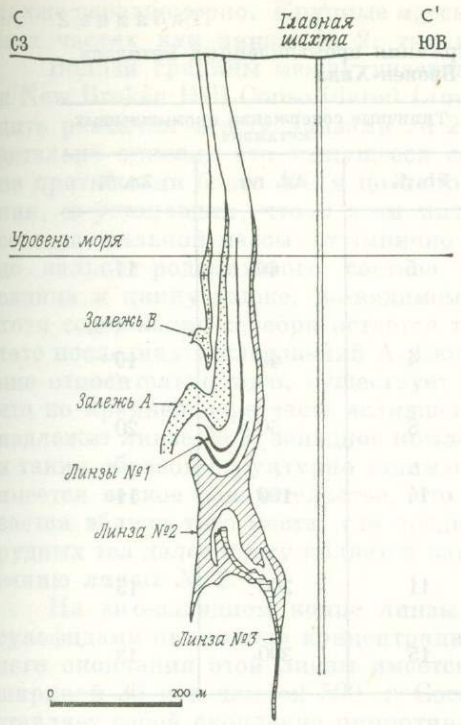


Рис. 2. Поперечный разрез C — C' через месторождение Брокен-Хилл (Zinc Corporation Ltd.).

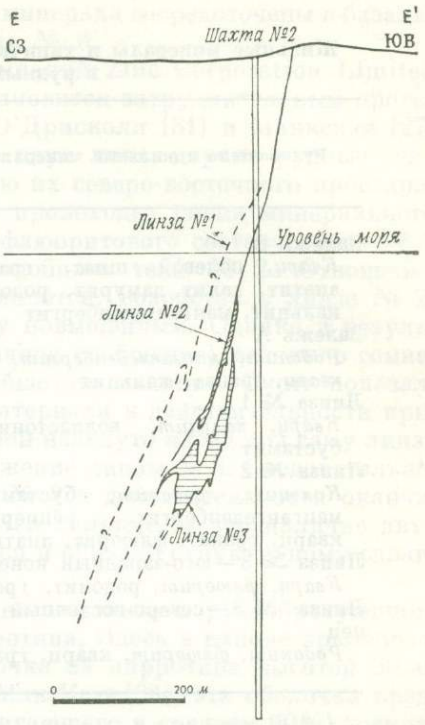


Рис. 3. Поперечный разрез E — E' через месторождение Брокен-Хилл (North Broken Hill Ltd.).

Главными жильными минералами являются кварц, кальцит и Ca-Mn-Fe-силикаты (родонит, бустамит и манганеденбергит). Другие важные жильные минералы представлены гранатом, полевым шпатом, флюоритом, ганитом, волластонитом, апатитом и рёпперитом (табл. 2).

Все рудные тела содержат заметные количества кремнезема, марганца, кальция, железа, двуокиси углерода, фосфора и фтора. Кроме того, в цинковых, свинцовых и серебряных рудных телах отмечаются следы меди, кадмия, мышьяка и висмута (табл. 3).

За исключением двух линз № 1, которые в общем идентичны, каждое рудное тело имеет характерные минералогические и химические особенности (табл. 2 и 3).

По вариациям содержаний свинца, цинка и серебра выделяются три типа рудных тел: линза № 3, линза № 2 и цинковые залежи [38]. Линза № 3 по сравнению со всеми другими рудными телами имеет самое высокое содержание серебра; для нее также типично, что на ее юго-западном конце концентрация цинка немного выше содержания свинца, тогда как на северо-восточном конце это соотношение обратное. Линза № 2 тоже характеризуется высокой концентрацией серебра и является единственным рудным телом, в котором свинец по среднему содержанию неизменно превалирует над цинком. Цинковые залежи, как показывает их название, обогащены цинком за счет свинца и серебра. Линза В, например, содержит цинка в четыре раза больше, чем свинца. Хотя в цинковых залежах и существует некоторая разница в концентрациях металлов и их отношениях (например, местами южная залежь В заключает до 1 % меди), различия между линзами № 1, залежью А и залежью В правильно проводить по особенностям минералогии их жильных компонентов.

Таблица 2

Жильные минералы и типичные содержания промышленных металлов в рудных телах Брокен-Хилл

Рудное тело и жильные минералы	Типичные содержания промышленных металлов		
	Pb, %	Ag, г/т	Zn, %
Залежь В *Кварц*, полевой шпат, гранат, апатит, ганит, дамурит, родонит, кальцит, мангангеденбергит	5	40	17
Залежь А *Родонит*, *мангангеденбергит*, *кварц*, гранат, кальцит	4	40	10
Линза № 1 *Кварц*, *кальцит*, волластонит, бустамит	8	50	20
Линза № 2 *Кальцит*, *родонит*, бустамит, мангангеденбергит, рёпперит, кварц, гранат, флюорит, апатит	14	100	11
Линза № 3 — юго-западный конец *Кварц*, *флюорит*, родонит, гранат	11	200	15
Линза № 3 — северо-восточный конец *Родонит*, *флюорит*, кварц, гранат	15	300	13

Таблица 3

Содержания малых элементов в рудах Брокен-Хилл по данным химических анализов[1]

Рудное тело	Cu	Cd	As	Sb	Bi	Ni	Co	Hg	F	P_2O_5	№ анализа
	млн$^{-1}$								%		
Залежь В	2000	635	450	113	37	65	79	12	0,11	0,92	15
Залежь А	1200	360	1440	67	48	64	120	1	0,06	0,56	7
Линзы № 1	900	790	210	372	28	30	140	3	0,34	0,39	4
Линза № 2	1400	512	560	413	10	25	83	2	1,35	0,21	7
Линза № 3	1400	670	3985	418	2	42	68	37	1,10	0,44	2

[1] Анализировались средние пробы, каждая из которых составлялась примерно из 100 представительных проб. Анализы компании Zinc Corporation Limited.

Состав жильных минералов цинковых залежей обнаруживает слабую изменчивость, тогда как в свинцовых залежах эти изменения более значительны. На северо-западном конце линзы № 3 родонит явно подчинен в количественном отношении кварцу и флюориту, однако в северо-восточном направлении его содержание прогрессивно увеличивается вплоть до того, что среди жильных минералов доминирующее значение приобретают родонит и флюорит. Напротив, количество родонита в линзе № 2 уменьшается к северо-востоку. Очень большие массы чистого родонита, ставшего хорошо известной специфической особенностью месторождения Брокен-Хилл, развиты на северо-восточном фланге рудного поля в линзе № 3 и одновременно на северо-западном фланге в линзе № 2 [10, 12].

Распределение родонита по мощности в толщах свинцовых залежей также неравномерно. Крупные массы этого минерала сосредоточены в базальных частях как линзы № 2, так и линзы № 3.

Вблизи границы между участками компаний Zinc Corporation Limited и New Broken Hill Consolidated Limited становится затруднительным проводить различия между линзами № 2 и 3. О'Дрисколл [31] и Маккензи [27] детально описали это кажущееся слияние двух линз, изучив рудные тела на протяжении более 450 м по направлению их северо-восточного простирания, и установили, что в этом интервале происходит смена минерального состава жильной массы: от типично кварц-флюоритового состава линзы № 3 до кальцит-родонитового состава линзоподобного тела № 2. Отношение свинца к цинку также, по-видимому, изменяется, возрастая в линзе № 2, хотя содержание серебра остается повсюду повышенным. Однако в результате последних исследований А. Скотта (личное сообщение) возникло сомнение относительно того, существует ли вообще это слияние. Скотт показал, что по крайней мере часть «слившегося» материала в действительности принадлежит линзе № 2, западное крыло которой изогнуто назад под саму линзу и таким образом структурно занимает положение линзы № 3. Следовательно, имеется веское доказательство, что линза № 3 в действительности оканчивается вблизи того места, где предполагается слияние, и что наличие двух рудных тел далее к югу является кажущимся и обязано структурному сдваиванию линзы № 2.

На юго-западном конце линзы № 2 на контакте с рудообразующими сульфидами отмечается концентрация пирротина. Здесь в районе аркообразного окончания этой линзы имеется оболочка из пирротина высотой 30 м, шириной 30 м и длиной 500 м. Согласно Мак-Кею [26], эта оболочка представляет собой скопление пирротина (достигающего в среднем 60%) в силикатной массе, которая содержит заметные количества кальцита вблизи границы рудного тела. Среди жильных минералов присутствует также гранат, а главные сульфидные компоненты наряду с пирротином представлены халькопиритом, леллингитом и арсенопиритом. С внешней стороны пирротиновой оболочки отмечается локализация магнетита, биотита и ганита.

Жильный горизонт и связанные с ним типы пород. Рудные тела приурочены к определенному интервалу Рудного разреза, известному как жильный горизонт, мощность которого изменяется в пределах 50—200 м. Он вмещает как рудные тела, так и чередующиеся слои силлиманитового гнейса (который в общем приближается к кремнистому) и кварцита мощностью до 45 м. Выделяются четыре типа пород, которые характерны только для жильного горизонта и являются для него маркирующими. Это — гранатовый кварцит, голубая кварц-ганитовая жильная порода, гранатовый песчаник и жильный пегматит.

Гранатовый кварцит. Наиболее распространенным из перечисленных выше жильных пород является гранатовый кварцит. Он состоит из различных количеств кварца, марганцевых минералов, граната, биотита и некоторого количества полевого шпата. В своем максимальном развитии гранатовый кварцит представлен телами различного размера и характера: от слоя в несколько метров мощности над верхней линзой № 1 до верхней части широкой, но довольно бедной зоны минерализации выше залежи В и к западу от нее. Гранатовый кварцит встречается и внутри рудных тел (в частности, внутри линзы № 2), а также между линзами № 2 и 3, в том месте, где они близко подходят друг к другу.

Голубая кварц-ганитовая жильная порода. Для этой породы типично ее развитие внутри рудных тел и между ними; она часто ассоциируется с гранатовым кварцитом. Кварц-ганитовая порода распространена менее

широко, чем гранатовый кварцит, и обычно приурочена к бедным участкам рудных тел.

Гранатовый песчаник. Гранатовый песчаник — местное название рыхлой, тонкозернистой, однородной породы, которая состоит главным образом из спессартина и в которой среднее содержание марганца составляет более 20%. Этот песчаник в виде зон располагается по краям свинцовых залежей, наиболее часто в западном висячем боку линзы № 2 и в лежачем боку линзы № 3. Пятна гранатового песчаника встречаются также в богатой руде. Он тесно ассоциируется с гранатовым кварцитом и нередко сливается с последним. Гранатовый песчаник может быть окаймлен прожилками голубого кварца. Из сульфидов в нем наиболее обычен леллингит, хотя местами гранатовый песчаник может быть обогащен серебром и являться серебряной рудой. Редко он содержит до 1% меди.

Жильный пегматит. По-видимому, имеются два типа жильного пегматита [1]. Первый находится внутри рудных тел в виде изолированных, часто неправильных пятен, состоящих из зеленого или серого ортоклаза с кварцем и некоторым количеством граната. Зеленый полевой шпат содержит до 1% свинца, входящего в его кристаллическую решетку. Второй тип представлен выдержанными стратиформными залежами, более или менее связанными с рудой. Они состоят из серого полевого шпата, кварца и граната. Зеленый полевой шпат редок. Согласные залежи жильного пегматита отделяют залежь А от залежи В. Эти стратиформные пегматиты преимущественно развиты на юго-западном конце полосы развития рудных залежей и имеют правильное расположение, сходное с размещением рудных тел, при котором по направлению на юго-запад отдельные пегматитовые залежи занимают последовательно все более высокое стратиграфическое положение.

Внутри свинцовых залежей и в линзах № 1 встречается несколько пегматитов. Наименее четко выраженный член этой серии найден в лежачем боку залежи А. Следующим проявлением является так называемый разделяющий пегматит, который находится между залежами А и В. Затем, возможно, имеется до трех пегматитовых тел внутри залежи В, и, наконец, по крайней мере два пегматита располагаются над залежью В.

Поверхностные рудные проявления и геоморфология. Месторождение Брокен-Хилл в момент его открытия было проявлено на поверхности в виде богатой марганцем железной шляпы длиной более 1 км и шириной от 3 до 40 м. Вмещающие оруденение силикатные породы образовывали длинный и узкий хребтик, возвышающийся примерно на 50 м над окружающими силлиманитовыми гнейсами, при этом обнажения железной шляпы на гребне имели характерную форму, известную здесь под названием «разломанный холм» (broken hill) [42].

Железная шляпа состояла из натечных и почковидных масс окислов марганца и железа с многочисленными пустотами и некоторым количеством материала с ячеистой текстурой. Главными минералами являлись коронадит, лимонит, пиролюзит, псиломелан, кварц и гранат. Менее распространенными были церуссит, галоиды серебра, пироморфит и более редкий галенит. В результате опробования материала железной шляпы в ней были установлены содержания серебра от 60 до 900 г/т и свинца от 10 до 25% [16]. Цинк почти полностью был выщелочен.

В основном полное окисление распространялось до глубины 100 м (что приблизительно соответствовало уровню грунтовых вод), но местами оно прослеживалось и до 200 м. Установлено, что выщелоченный материал,

[1] Отнесение этих образований к пегматитовым условное.— *Прим. ред.*

встреченный в выработках компании North Broken Hill Limited на глубинах более 900 м [12], образовался уже после завершения горных работ [8].

Выходящая на поверхность зона окислов железа и марганца распространялась в среднем до глубины 75 м, а ниже следовала богатая, но крайне изменчивая зона окисленных минералов. Нерудная составляющая этой зоны была представлена массой каолина с небольшим количеством граната и кварца. К рудным минералам относились галоиды серебра и карбонаты свинца, вольфраматы, сульфаты, окислы, силикаты, фосфаты, арсенаты и молибдаты, а также соединения меди, цинка, ртути и марганца. Имеются сообщения о находках серебра и меди в самородном виде [39, 23]. Содержания серебра в несколько тысяч граммов на тонну и свинца до 40% не были редкостью для этой зоны.

Между зоной окисления и нижележащими первичными сульфидами находился слой вторичных сульфидов мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, исключительно богатый серебром и содержащий до 12% меди [16, 39].

Считается, что железная шляпа месторождения Брокен-Хилл является продуктом древнего, возможно дотретичного, цикла выветривания. По-видимому, она испытала вторичную силицификацию и последующее погребение, а затем была снова вскрыта уже в процессе современного эрозионного цикла [2].

Другая минерализация в Рудном разрезе. Жильный горизонт может быть прослежен по простиранию на несколько километров к северо-востоку и юго-западу от границ главных рудных тел. На этом протяжении обычно встречаются небольшие количества сульфидов в гранатовом кварците, зеленоватом полевошпатовом пегматите и в голубой кварц-ганитовой жильной породе, переслаивающейся с силлиманитовым гнейсом. По этому жильному горизонту пройдены многочисленные шахты, и в целом, возможно, было добыто несколько тысяч тонн руды.

Хотя обычно считается, что жильный горизонт представляет собой протяженную стратиграфическую единицу в разрезе, это положение все же требует доказательства.

Жильный горизонт традиционно рассматривался как наиболее перспективный на площади месторождения Брокен-Хилл и долгое время был объектом интенсивной разведки. Наиболее богатый минерализованный участок, если не считать самого месторождения Брокен-Хилл, расположен в 300 м к западу от главных рудных тел; он приурочен к центральной части рудного поля и известен под названием «Западная минерализация» [9]. Это кварц-гранат-ганитовая жила с небольшим количеством сульфидов. Наиболее богатые участки, содержащие от 2,5 до 4 млн. т руды с 3—4% свинца, 30 г/т серебра и 4% цинка, были оконтурены бурением на Южном руднике. Поисковое бурение на северо-восточном и юго-западном флангах рудного поля пока еще не проводилось. Точная стратиграфическая позиция Западной минерализации в пределах жильного горизонта относительно главных рудных тел неизвестна.

К северо-западу от верхнего гранитогнейса проходит другая полоса минерализации Брокен-Хилл, которая на юго-западном конце рудного поля известна как минерализация Бурк-Стрит, а на северо-восточном — как Верхний жильный горизонт. Возможно, что эта полоса минерализации эквивалентна главной полосе рудных залежей и таким образом приурочена к северо-западному крылу главной синклинали, в другом, юго-восточном крыле которой находится жильный горизонт, заключающий в себе месторождение Брокен-Хилл. Минерализация Бурк-Стрит и Верхний жильный горизонт протягиваются на всю длину Рудного разреза, но пока еще не

известно, имеются ли в них промышленные концентрации свинцово-цинковых руд. Однако в районе Силвер-Пик компанией North Broken Hill Limited в настоящее время пройдена разведочная шахта до глубины 293 м с целью поисков руды в данном горизонте.

Небольшая секущая рудная жила типа Такаринга находится на участке Консолс-Майн [17]. Она представлена богатыми серебром сульфоантимонитами, сульфидами и небольшим количеством галенита в жильной массе сидерита и кальцита. Мощность жилы Консолс в среднем менее 1 м. Лучше всего эта жила развита в пределах нижнего амфиболита.

Метаморфизм и структура

Метаморфизм. Комплекс Уильяма подвергался воздействию многих периодов метаморфизма, которые сопровождались тектонической деформацией [3]. Однако геохронологические определения позволяют выделить лишь два четко выраженных события такого рода: это период широко распространенного прогрессивного метаморфизма (1700 млн. лет), который в Рудном разрезе проявился в образовании гранулитовой фации низкой ступени, и период локального регрессивного метаморфизма, датируемого 500 млн. лет [14]. На площади рудников Брокен-Хилл регрессивный метаморфизм проявился в виде узких зон деформации, часть которых захватывает непосредственно и рудное месторождение. Ричардс [35] и Бутс [4] описали деформацию рудных сульфидов в пределах этих зон. Следы некоторого воздействия регрессивного метаморфизма, проявившегося, возможно, во время стадий затухающего прогрессивного метаморфизма, проявляются в боковых породах по краям рудных тел.

Кажется несомненным, что рудные тела месторождения Брокен-Хилл также подверглись метаморфизму [6, 15, 24, 30, 33], хотя Хоббс с соавторами [14] ставит под вопрос абсолютную обоснованность такого суждения. Последующее изучение распределения рассеянных элементов между сосуществующими галенитом и сфалеритом [15] значительно укрепило основную точку зрения, что рудные тела испытали метаморфизм высокой степени.

Складчатость. Первая основательная попытка разобраться в деталях структуры месторождения Брокен-Хилл была предпринята Центральной геологической службой в 1936—1939 гг. [10]. В работе описана структура месторождения и окружающих его пород и сделан вывод о том, что рудные тела размещены в антиклинали между двумя крупными синклиналями. Этот вывод полностью совпадал с ранее высказанными предположениями Эндрюса [2]. Позднее Кинг и О'Дрисколл [21] поддержали идею о том, что месторождение Брокен-Хилл приурочено к сложной антиклинальной структуре, которая состоит в свою очередь из подчиненных ей антиклиналей и синклиналей, впервые описанных и поименованных Густафсоном и др. [10].

Признание того факта, что определенные типы пород в Рудном разрезе стратиграфически повторяются, привело к упрощению структурной схемы, как это было описано в работе Каррутерса и Праттена [7]. С точки зрения этих авторов, Рудный разрез приурочен к восточному крылу крупной синклинали, известной со времен Эндрюса как «Впадина висячего бока» (Hanging Wall Basin). Главным доказательством существования этой впадины является характер обнажений и внутренняя структура верхнего гранитогнейса. Кроме того, результаты алмазного бурения показали, что слои Рудного разреза, имеющие крутое западное падение, начинают выполаживаться на глубине и, по-видимому, претерпевают изгиб под верхним гранитогнейсом, который характеризуется килевидной структурой.

В юго-западной части площади рудников Брокен-Хилл Впадина вися чего бока погружается к югу примерно под углом 30°. Северо-восточнее эта погружающаяся структура заключает килевидное ядро смятого гранитогнейса, четко выступающее на древней поверхности. Далее к северо-востоку значительное изменение в характере погружения снова приводит к тому, что появляются обнажения верхнего гранитогнейса юго-западнее тектонической зоны Де-Бавей и северо-западнее шахты № 2 компании North Broken Hill Limited.

Льюис и др. [25] считают, что Впадина висячего бока является большой, раскрывающейся к северо-западу складкой волочения в крыле более крупной синклинали. В качестве доказательства они указывают на наличие маломощного крыла гранитогнейса, отходящего снизу от киля верхнего гранитогнейса, который был подсечен скважинами в центральной части рудного поля. Передокументация керна этих скважин, предпринятая специально перед составлением этого раздела, не подтвердила существования крыла гранитогнейса, на которое указывали Льюис и др.

Лучше всего задокументированной складчатой структурой явилась та, которой была подчинена форма рудных тел. У этой структуры имеются две главных части — Западная антиклиналь и Восточная синклиналь, характер которых значительно меняется как по простиранию, так и по падению.

На юго-западном конце рудного поля, где присутствуют все рудные тела, Восточная синклиналь вблизи нижней свинцовой залежи представляет собой сильно сжатую изоклинальную складку с выклинивающимся восточным крылом, в то время как эта же синклиналь у вышележащих цинковых рудных тел является намного более открытой структурой. Западная антиклиналь также менее развита на участке цинковых залежей.

С юго-запада на северо-восток вдоль простирания складчатые структуры рудных тел становятся все менее и менее открытыми. Восточная синклиналь и Западная антиклиналь, которые так хорошо выражены на юго-западном фланге, на северо-востоке переходят в трудноразличимые сжатые складки с меньшей амплитудой. Это изменение в характере складчатой структуры сопровождается значительными инверсиями в направлении и крутизне погружения — от пологого юго-западного на юго-западном конце рудного поля до крутого, почти вертикального, северо-восточного на северо-восточном фланге. При детальном прослеживании структуры оказывается, что погружение имеет ундулирующий характер и испытывает местные изменения своего направления вплоть до обратного.

Структура рудных тел описывалась в деталях в ряде работ [10, 12, 21, 31]. Западная антиклиналь и Восточная синклиналь являются сложными структурами, на форму которых влияют многочисленные менее крупные складки. Последние обычно обнаруживают различное развитие в вертикальном направлении в пределах распространения рудных тел, а также могут заметно варьировать по амплитуде вдоль простирания [21].

Густафсон и др. [10] объясняли изменение в деталях структуры рудных тел по простиранию миграцией меньших складок через крупные структуры (Западную антиклиналь и Восточную синклиналь) с северо-запада на юго-восток при вытянутости рудных тел в юго-западном направлении. Однако другие исследователи [7, 25] считали, что весь складчатый облик месторождения Брокен-Хилл определялся системой менее крупных складок, расположенных эшелонированно.

Хоббс [13] различал две группы отчетливых складок в высокометаморфизованных породах Рудного разреза. К первой группе он отнес складки, которые характеризуются широко развитой на площади сланцеватостью осевой плоскости; во вторую группу были объединены складки, при образовании которых складчатости подверглись породы, обладавшие сланцеватостью более древней осевой плоскости.

На основании геометрических соотношений, точно установленных Хоббсом на северо-восточном фланге рудного поля Брокен-Хилл, был сделан вывод, что рудные тела залегают грубо несогласно. Это заключение противоречит всем другим очевидным фактам и зависит от того, насколько правильно утверждение, что на рудном поле Брокен-Хилл был только один период образования сланцеватости, которому Хоббс приписывает доскладчатый возраст на основании анализа характера складок. Последними исследованиями Р. Рутланда (личное сообщение) были установлены по крайней мере два периода формирования сланцеватости в процессе сильной метаморфизации пород, примыкающих к площади расположения рудников Брокен-Хилл.

Зоны регрессивных кристаллических сланцев. Высокометаморфизованные породы Рудного разреза пересекаются несколькими узкими плоскостными зонами регрессивных кристаллических сланцев, которые в разных случаях относились к зонам смятия, зонам регрессивных сланцев, зонам дробления и разломам. К трем главным зонам относятся: зона смятия Глоуб-Воксхолл, которая имеет примерное простирание СВ 50° и юго-восточное падение под углом 70°, и зоны смятия Бритиш и Де-Бавей, вытянутые почти точно в меридиональном направлении и падающие примерно под углом 70° на восток. Внутри этих зон смятия первичные гнейсы изменены по составу и перекристаллизованы до тонкозернистых, четко слоистых серицитовых сланцев, направление сланцеватости которых обычно параллельно границам зон смятия [41, 4]. Деформация скорее всего не была хрупкой, а носила характер течения, и эти зоны лучше описывать как участки локальной складчатости, выразившейся в образовании сильно сжатых изоклинальных складок [2, 41]. В зонах часто наблюдаются тектонические трещины и брекчирование, которые характеризуются небольшими скоплениями хлорита и глинистых минералов.

Смещение по зонам смятия не всегда просто оценить. Зона Глоуб-Воксхолл субпараллельна литологической полосчатости толщ Рудного разреза, и действительного смещения в данном случае вообще нельзя установить; можно лишь говорить об относительном движении северного блока вниз и на восток. Определению истинного смещения вдоль зоны Де-Бавей мешает интенсивное развитие трещин вблизи нее; здесь можно говорить лишь об относительном движении восточного блока вверх и к северу. Зона Бритиш, которая является секущей и смещает рудные тела, характеризуется таким же относительным смещением крыльев, как и зона Де-Бавей. Горизонтальное и вертикальное смещения были оценены в 335 и 610 м соответственно [4]. Хотя зона смятия Де-Бавей и рудные тела тесно сближены на поверхности, на глубине они не пересекаются благодаря пологому восточному падению зоны по сравнению с крутым погружением рудных тел. Известная в настоящее время северо-восточная граница рудных тел фактически проходит по зоне смятия Глоуб-Воксхолл; дальнейшее погружение рудных тел ниже этой зоны пока еще не установлено.

Регрессивные сланцы встречаются и в других местах Рудного разреза; более всего они развиты у контактов рудных тел вдоль восточного крыла Восточной синклинали и западного крыла Западной антиклинали. Смещений по этим контактам, по-видимому, не было. Регрессивные сланцы имеются также вблизи рудных контактов «боковых жил» (droppers). Это языки руды, отходящие в боковые породы и встречающиеся чаще всего в лежачем боку свинцовой залежи на юго-восточном конце рудного поля [27].

На всем своем протяжении рудные тела пересекаются многочисленными мелкими трещинами скалывания. Движения по этим трещинам были незначительны, обычно на расстояние порядка нескольких метров, хотя на северо-

восточном конце рудного поля смещение по разлому Лордс-Хилл превышало 100 м. Трещины скалывания, как правило, выполнены пластичной серого до коричневого цвета глинкой трения, состоящей из не поддающихся определению гидратированных минералов железа и марганца. Нередко встречаются жилы стёртита, кальцита и мангано-кальцита [27].

Генезис руд

Распространившееся в последние годы мнение, что сульфидные руды являются обычными, даже если они располагаются в породах необычного типа, помогло преодолеть нежелание большинства геологов соглашаться с возможностью осадочного происхождения руд, которое они считали чуть ли ни экстраординарным. Кинг [19] отмечает, что если согласно залегающие сульфидсодержащие слои «являлись песчаником, известняком или обычной породой любого другого типа, то генезис их согласного соотношения с вмещающими породами не вызывает сомнения — слои были согласны с первичным направлением напластования». Такое развитие теории рудогенеза несомненно обязано более углубленному пониманию разнообразных процессов рудообразования и масштабов геологического времени. Это привело к признанию того, что в течение длительных интервалов времени концентрация больших количеств материала, в том числе и сульфидного, вполне возможна даже при нормальных процессах седиментации.

Происхождение месторождения Брокен-Хилл долгое время вызывало споры. Проблема осложнялась высокой степенью метаморфизма пород Рудного разреза. Противостояли две точки зрения — согласно одной, руды образовались сингенетическим путем, согласно другой,— эпигенетическим. То, что месторождение было сформировано путем селективного замещения благоприятных слоев гидротермальными растворами, принималось почти без возражений с момента открытия месторождения вплоть до 1953 г., когда Кинг и Томсон [22] предложили сингенетическую схему генезиса руд [1]. По-видимому, не будет ошибочным утверждение, что большинство геологов, изучавших месторождение Брокен-Хилл в последние годы, и, вероятно, все геологи, работающие в настоящее время на рудниках, являются сторонниками сингенетического происхождения руд.

Доказательство сингенетического происхождения. Авторы считают, что месторождение Брокен-Хилл является сингенетичным. В подтверждение этой точки зрения ниже приводится ряд доказательств.

Полностью согласный характер рудных тел. Лишь за малым исключением контакты рудных тел с вмещающими породами параллельны минералогической и литологической слоистости этих пород. Исключение составляют небольшие массы сульфидов, обычно имеющие примерно метровую мощность, хотя иногда и бóльшую в случае структур «боковых жил». Последние, отходя от рудных тел, вклиниваются несогласно в окружающие гнейсы. Все эти исключения составляют лишь 1% от общей массы сульфидов, мобилизованных во время метаморфизма.

Хотя некоторое смещение расслоенности, несомненно, имело место внутри Рудного разреза, можно представить все же, что этот процесс был сугубо локальным. Толщи ПЖК бесспорно осадочного происхождения, и их расслоенность имеет первично-седиментационный характер [34]. Действительно, Густафсон и др. [10] относили их к «полосчатым железистым кварцитам». Расслоенность в толще ПЖК фактически параллельна расслоенно-

[1] С исторической точки зрения интересно отметить, что идея о сингенетическом происхождении руд была высказана Кингом гораздо раньше — в 1894 г. [20].

сти всех толщ Рудного разреза, включая границы раздела рудных тел с вмещающими породами. Таким образом, по существу, рудные тела являются согласными образованиями.

Химические и минералогические особенности рудных тел. Каждое из рудных тел месторождения Брокен-Хилл, за исключением двух линз № 1, очень сходных между собой, имеет свои характерные химические особенности, которые позволяют легко отличать эти рудные тела друг от друга. В общем рудные тела достаточно хорошо выражены, поскольку разделены прослоями силикатных пород. Но местами два рудных тела (например, линзы № 2 и 3) могут находиться в непосредственном контакте. В этих случаях каждое рудное тело сохраняет свою химическую индивидуальность. Исключением является то, что по обе стороны контакта линз № 1 и 2 развиты метровые полосы с необычно интенсивным развитием волластонита. Это повышенное содержание волластонита явно обязано приконтактовым процессам, и идентификация рудных тел оказывается возможной, поскольку в других местах того же контакта волластонитовые полосы имеют лишь сантиметровую ширину.

То, что рудные тела не сливаются, когда находятся в контакте, лучше всего объясняется с точки зрения их сингенетического происхождения. Другое свидетельство в пользу этого взгляда дает пирротиновый чехол, окружающий юго-западный край свинцовой залежи. Сульфид железа в виде пирротинового чехла имеет очень резкий контакт с сульфидами свинца и цинка рудных тел.

Мак-Кей [26] установил, что имеются скопления магнетита, биотита и ганита по краю пирротинового чехла при отсутствии этих минералов в его внутренних частях. Далее он показал, что пирротиновый чехол, видимо, имеет осадочное происхождение и образовался в местах, где приходили в соприкосновение участки, характеризующиеся различными условиями: с одной стороны, сильно восстановительными, при которых формировались рудные тела, и с другой, менее восстановительными или окислительными. Таким образом, послеметаморфическая минералогия и химизм пирротинового чехла отражают в деталях конкретную обстановку осадконакопления.

Стратиграфия Рудного разреза. Чем больше изучались стратиграфия и геохимия Рудного разреза, тем более становилось очевидным, что рудные тела являются неотъемлемой составной частью этого разреза пород. Каррутерс [6] подчеркивал именно эту характерную особенность месторождения Брокен-Хилл, в первую очередь обращая внимание на пространственные соотношения руды, ПЖК и гнейса Потоси. Прослеживаемое в юго-западном направлении последовательное смещение положения рудных тел по Рудному разрезу (см. текст выше и рис. 1) повторяется гнейсами Потоси, слоями ПЖК и жильными пегматитами. Трудно или даже невозможно было бы объяснить, почему четыре совершенно четко выраженных и раздельно залегающих типа пород в пределах ограниченного разреза обнаруживают одинаковое распределение, если не исходить из того, что они имели общее происхождение. Таким образом, это подтверждает, что рудные тела являются первичными членами Рудного разреза и «представляют собой неотъемлемую часть образований осадочного цикла» [40].

Стратиграфический контроль минерализации на месторождении Брокен-Хилл. Повсюду в комплексе Уильяма минерализация брокен-хиллского типа ассоциируется с определенными группами пород, сходными с некоторыми или со всеми членами Рудного разреза. Эти группы пород легко распознаются в обнажениях даже там, где присутствуют лишь некоторые из типичных литологических разностей, и несмотря на то что развитие минерализации не связано только с одним каким-либо стратиграфическим горизонтом или типом породы. Однако очень важно, что на тех площадях, где

больше всего развита минерализация брокен-хиллского типа (Райсинг-Сан и Силвер-Пик в районе рудников Брокен-Хилл и Пиннаклс, Лорел и Литтл-Брокен-Хилл, также приуроченные к комплексу Уильяма), всегда имеются литологические разности, распространенные на месторождении Брокен-Хилл. Таким образом на основании полуколичественной оценки можно сказать, что формирование минерализации брокен-хиллского типа в районе Брокен-Хилл связано со степенью развития специфического разреза пород. Отсюда следует, что рудные тела месторождения Брокен-Хилл и ассоциирующаяся с ними минерализация на всей площади района были связаны с определенными химическими условиями отложения.

Изменение боковых пород. Обычно считается, что изменения боковых пород на месторождении Брокен-Хилл небольшие и в основном не имеют существенного значения [7, 10, 25]. В большинстве своем контакты между рудой и гнейсом очень резкие. Они совсем не отличаются от контактов между двумя разнородными типами пород в любом другом месте Рудного разреза. Такие соотношения не могли бы возникнуть при образовании месторождений подобного размера эпигенетическим путем.

Литология Рудного разреза. Неоднократные деформации и метаморфизм пород месторождения Брокен-Хилл скрыли первичную их природу. Трудно оценить степень изменения этих пород. Несомненно лишь то, что они существенно изменены как в физическом, так и в минералогическом отношении.

Однако нет признаков, которые бы свидетельствовали, что на месторождении Брокен-Хилл метаморфизм высоких ступеней сопровождался значительной миграцией химических элементов. Действительно, вполне вероятно, что каждый слой породы вел себя во время метаморфизма как более или менее закрытая система. Все же при регрессивном метаморфизме происходили некоторые локальные химические преобразования, выразившиеся в том, что зоны серицитового сланца обогащались калием и водой.

В частности, толща ПЖК четко свидетельствует об отсутствии гомогенизации, вызванной химическим перемещением вещества. Расслоенность этих пород обязана изменению как различных минеральных ассоциаций, так и сходных ассоциаций, но различающихся по валовому химическому составу. Отсутствуют закономерные изменения в химизме и минералогии, которые бы указывали на то, что расслоенность была обусловлена метаморфизмом [34].

Сохранность исключительно тонкой осадочной расслоенности в породах ПЖК является первейшим свидетельством того, что химические преобразования не происходили. Это подтверждается также резкими различиями в химизме пород от слоя к слою в силлиманитовом и кварцевом гнейсах и резкими контактами между гнейсами существенно различного состава. Амфиболиты обнаруживают заметные изменения как вдоль, так и вкрест простирания до гранатсодержащего амфиболита и гнейса Потоси. Все эти типы пород могут располагаться в пределах нескольких метров. В общем многие слои негомогенны по простиранию и имеют четкие границы со слоями, согласно с ними залегающими. В этих породах отсутствуют любые признаки гомогенности, которую можно было бы ожидать, если бы имели место существенные химические преобразования.

При этих обстоятельствах весьма ценным средством для выяснения первичной природы метаморфических пород месторождения Брокен-Хилл могло бы быть сравнение валовых химических составов данных пород и пород неметаморфизованных. Однако такой подход не позволяет получать однозначных ответов из-за многочисленности корреляций, которые могут быть приняты во внимание. В связи с этим в табл. 4 приводятся различные случаи вероятного первичного характера пород Рудного разреза.

Таблица 4

Вероятный первичный характер пород Рудного разреза

Современная форма пород	Неметаморфизованный эквивалент		
	Случай 1	Случай 2	Случай 3
Гранитогнейс	Гранит	Аркоз	Кислый вулканит (риолит)
Амфиболит	Габбро	Нечистый доломит	Основной вулканит (базальт)
Гнейс Потоси	Кислая интрузивная порода	Известково-глинистый сланец	Кислый вулканит (риодацит)
Силлиманитовый гнейс	Глинистый сланец	Глинистый сланец	Глинистый сланец
Кварцитовый гнейс	Песчаник, кварцит	Песчаник, кварцит	Песчаник, кварцит

Случай 1. Данных, которые бы подтверждали интрузивное происхождение гранитогнейса, амфиболита и гнейса Потоси, нет. Контакты с включенными в них силлиманитовыми гнейсами отчетливо согласные, и приконтактовые явления полностью отсутствуют. Более того, каждый из этих трех типов пород может переслаиваться с силлиманитовым гнейсом, осадочное происхождение которого, очевидно, достаточно твердо установлено. Таким образом, вся совокупность фактов указывает на осадочный или вулканический генезис этих пород.

Случай 2. Томас [40] утверждал, что все типы пород Рудного разреза были первоначально осадками. В подтверждение этого Томас обращает внимание на циклический характер последовательности залегания пород на многих участках распространения залежей брокен-хиллского типа, включая и Рудный разрез. Однако он не смог удовлетворительно объяснить неравномерную или даже обратную цикличность в ряде мест.

Случай 3. Маккензи и Гоу [29] рассматривали амфиболит, гнейс Потоси и гранитогнейс как образования вулканического происхождения в соответствии с концепцией, впервые выдвинутой Уильямсом [43]. Значительные раздувы, пережимы, а также отсутствие в ряде мест этих типов пород (особенно гнейса Потоси) лучше всего объясняются неравномерным, прерывистым характером вулканизма и его локальностью [29]. Химизм амфиболита, гранитогнейса и гнейса Потоси также подтверждает их вулканический генезис. Такой взгляд на происхождение пород предпочитают и авторы настоящей работы.

Приуроченность месторождения Брокен-Хилл к вулканогенно-осадочному разрезу аналогична случаям с другими стратиформными месторождениями цветных металлов, расположенными в менее метаморфизованных районах. Хорошими примерами таких месторождений являются Маунт-Айза, Розбери, Кантинс-Флат в Австралии, Нью-Брансуик в Канаде и Куроко в Японии. Кинг [18] описал и другие месторождения, такие, как Франклин-Фернис и Балмат-Эдуардс, которые залегают в породах, подвергшихся метаморфизму высших ступеней, и также обладают большим сходством с месторождением Брокен-Хилл. Однако ни одно из месторождений, известных авторам, точно не соответствует месторождению Брокен-Хилл, и отличия последнего от перечисленных выше месторождений обязаны в основном вариациям в соотношениях вулканических и осадочных членов разреза и особенностям в характере осадков.

Источник минерализации. Несмотря на громадный объем геологоразведочных работ в пределах Рудного разреза, как в породах, окружающих рудные тела, так и на многие километры по их простиранию за границами известного оруденения явных источников минерализации обнаружено не было. Единственными из интрузивных проявлений, встреченных среди толщ Рудного разреза, являются долеритовые дайки, возраст которых определяется как дорудный. Хотя кое-где в комплексе Уильяма имеются несогласные амфиболиты, которые, возможно, маркируют расположение центров вулканизма, в пределах Рудного разреза такие амфиболиты отсутствуют. За исключением долеритов, все породы, по-видимому, подчиняются законам суперпозиции (правилу последовательного напластования). Поэтому все генетические теории (за исключением теории латеральной секреции, которая отвергается главным образом в связи с различным химизмом отдельных рудных тел) предусматривают неизвестный источник минерализации, находящийся за пределами Рудного разреза. Тем самым механизм транспортировки минерализующих растворов от этого источника к месту отложения становится наиболее трудным для объяснения пунктом в общей проблеме происхождения рудных тел.

По крайней мере некоторые из зон регрессивных сланцев представляют собой разломы и зоны смятия, и это позволяет предполагать, что они могли быть каналами для минерализованных растворов как эпигенетического, так и сингенетического происхождения. Однако зоны регрессивных сланцев не минерализованы, за исключением тех мест, где они пересекают жильный горизонт. Ричардс [35] и Бутс [4] вопреки более раннему предположению о последеформационном образовании оруденения [25] установили, что руда в сланцевой зоне Бритиш испытала сжатие и сформировалась до смещений по этому тектоническому нарушению.

Возможно, конседиментационные разломы существовали во время отложения пород Рудного разреза, что подтверждают некоторые свидетельства, обнаруженные вблизи шахт компании New Broken Hill Consolidated и на участке Райсинг-Сан. Эти свидетельства указывают, например, на наличие диагональных нарушений, маркируемых магнитными аномалиями, изменениями мощности слоев гнейса Потоси, амфиболита и гранитогнейса (т. е. возможных вулканогенных пород) и включениями в данных типах пород линз силлиманитового гнейса. В этих вероятных зонах нарушений минерализация неизвестна, хотя в сущности зоны еще не разведаны.

Таким образом, остаются неизвестными и источники минерализации, и подводящие каналы, которые могли бы подтвердить эпигенетическое происхождение рудных тел. Проблема может быть разрешена лишь на основе сингенетической теории, в рамках которой предлагается осадочно-вулканогенная модель формирования Рудного разреза, а воды седиментационного бассейна рассматриваются в качестве среды, транспортировавшей экзотические рудные соединения от их источников или от источника до места отложения.

Предлагаемая генетическая модель. Если принять, что все рудные тела сингенетичны, то формирование месторождения Брокен-Хилл должно было зависеть от совпадения ряда условий: с одной стороны, от достаточного поступления цветных металлов и, с другой, от наличия соответствующей обстановки, благоприятной для отложения и сохранения накапливающегося материала. Это значит, что металлсодержащие растворы поступали в восстановительную среду, где металлы аккумулировались в виде сульфидов в донных осадках.

Источник рудного вещества мог находиться в глубоких горизонтах коры (в мантии), и это вещество поступало из нескольких крупных вулка-

нических центров или из большого числа мелких кратеров или трещин во время проявления вулканизма Уильяма. Такого типа вулканические структуры пока еще не обнаружены в породах Рудного разреза, за исключением возможных диагональных зон нарушений. Однако представляется вполне вероятным, что извержение рудного вещества происходило не только из небольшого числа крупных вулканических центров, поскольку несмотря на широкое развитие жильного горизонта (известно, что его длина по простиранию более 250 км), в нем не имеется заметных центров вулканизма. Возможные вулканические центры в комплексе Уильяма маркируются амфиболитами и гнейсами гранитного состава и стратиграфически удалены от жильного горизонта. Такие центры могли быть изменены до неузнаваемости, и поэтому нельзя считать доказанным, что они отсутствуют как в Рудном разрезе, так и в комплексе Уильяма. К сожалению, исследования изотопов не в состоянии дать однозначный ответ, выделялось ли рудное вещество из мантии или нет [5].

Вторым источником по крайней мере части рудного вещества могли быть сами породы комплекса Уильяма, поскольку они содержат относительно повышенные количества свинца и цинка в качестве элементов-примесей. Недавние химические исследования показали, что в породах комплекса Уильяма имеется в среднем 20 млн$^{-1}$ свинца и 40 млн$^{-1}$ цинка. Эти цифры свидетельствуют о том, что в месторождении Брокен-Хилл содержится лишь 7% свинца и 4% цинка от всего количества обоих металлов, заключенного в окружающих породах комплекса на площади 3000 км^2. Следовательно, несмотря на большие размеры месторождения, оно содержит лишь незначительный процент металла по сравнению со всем его количеством в породах окружающей местности. Таким образом, принципиальная роль вулканизма заключалась не столько в прямом снабжении пород металлами из вулканических центров, сколько в обеспечении высокого геотермического градиента, который вызывал конвективную циркуляцию метеорных, погребенных и (или) океанических вод в нижележащие вулканогенно-осадочные толщи [1]. В течение длительных периодов такой циркуляции воды смогли бы выщелочить большие количества металлов из пород комплекса Уильяма, а последующее поступление этих металлов в воды седиментационного бассейна обеспечило бы накопление рудного вещества в соответствующих местах разгрузки.

Но каково бы ни было происхождение рудного вещества, тем не менее в Рудном разрезе не обнаружено ни одного решающего признака, который бы указывал на источник металла. Следовательно, расположение месторождения Брокен-Хилл обусловлено не только характером источника, но и условиями осадконакопления. Однако Стентон [37] не согласен с этим утверждением. Он предполагает вулканогенно-эксгаляционный источник рудных веществ, поступавших в таком объеме, что они подавляли идущие в это же время процессы осадконакопления и независимо от них создавали свои собственные условия осаждения. Существенным моментом этого предположения является то, что рудные тела должны были бы образоваться в непосредственной близости от источника или источников минерального вещества, поскольку растворам в этом случае уже не было необходимости находить благоприятные условия для разгрузки. Отсутствие в Рудном разрезе какого-либо явного источника вещества, а также закономерное расположение рудных тел указывают на то, что хотя предположение Стентона и заманчиво, вряд ли предложенный им механизм действовал на месторождении Брокен-Хилл. Маккензи и Гоу [29] на основе тщательного исследования соотношений гнейса Потоси, ПЖК и руды пришли к выводу, что расположение рудных тел и слоев ПЖК связано с вариациями стратиграфической мощности гнейса Потоси. Они заключили, что седиментационные

бассейны в некоторых случаях ограничивались раздувами мощности (или гребнями) гнейса Потоси. Эти гребни, по-видимому, отделяли области с относительно более окислительными условиями, где отлагались породы ПЖК, от областей с преимущественно восстановительной обстановкой, в которых аккумулировалось вещество рудных тел.

Форма и расположение рудных тел, вероятно, строго контролировались. На схеме, где изображены недеформированные рудные тела, они имеют необычную протяженность (рис. 1). Многие из согласных сульфидных месторождений имеют значительную длину, но среди них Брокен-Хилл особенно выделяется. Его рудные тела, кроме того, располагаются непосредственно друг над другом вдоль оси складки северо-восточного направления, причем эта ось параллельна их вытянутости (рис. 1). Такое строгое расположение всех рудных тел над одной и той же осью и их вытянутость вдоль этой оси указывают на то, что благоприятные условия для рудообразования были только в пределах узкой депрессии на дне моря. Для объяснения того, как образовалась эта депрессия, а следовательно, и само месторождение Брокен-Хилл, по-видимому, существенно то, что длинная ось рудных тел параллельна одному из крупных структурных элементов восточной Австралии — линеаменту Дарлинг [31]. Линеамент Редан-Анабама, разлом Хиллстон и зона смятия Глоуб-Вокскхолл являются дальнейшим проявлением этой главной ослабленной зоны.

Благодарности

Очень многие геологи помогли авторам понять геологию месторождения Брокен-Хилл. В частности, авторы выражают благодарность Х. Кингу и Д. Маккензи за оказание содействия в развитии идей авторов о природе Брокен-Хилла, а также Д. О'Коннору, У. Уиддопу и Р. Бёркетту за критическое рассмотрение рукописи.

Настоящая статья опубликована с разрешения компании Australian Mining and Smelting Ltd.

Список литературы

1. *Anderson C. A.*, Massive sulphide deposits and volcanism, Econ. Geol., 64, 129-146, 1969.
2. *Andrews E. C.*, The geology of the Broken Hill district, Mem. geol. Surv. N.S.W., No. 8, 1922.
3. *Binns R. A.*, Zones of progressive regional metamorphism in the Willyama Complex, Broken Hill district, New South Wales, J. geol. Soc. Aust., XI (2), 283-330, 1964.
4. *Boots M. K.*, The textural, chemical and mineralogical effects of retrograde metamorphism on the Mian Lode horizon, Broken Hill, N.S.W., Ph. D. Thesis, University of N.S.W., 1972.
5. *Both R. A.*, Minor element geochemistry of sulphide minerals in the Broken Hill lode, N.S.W., Ph.D. Thesis, Australian National University, 1970.
6. *Carruthers D. S.*, An environmental view of Broken Hill ore occurrence, in Geology of Australian Ore Deposits, (Ed. J. McAndrew), 339-351, 8th Commonwealth Mining & Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
7. *Carruthers D. S.*, *Pratten R. D.*, The stratigraphic succession and structure in The Zinc Corporation Limited and New Broken Hill Consolidated Limited, Broken Hill, N.S.W., Econ. Geol., 56, 1088-1102, 1961.
8. *Garretty M. D.*, *Blanchard R.*, Post-mine leaching of galena and marmatite at Broken Hill, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 127, 149-170, 1942.
9. *Gentle L. V.*, Geology of the western limb and western mineralization at Broken Hill South Limited, in Broken Hill Mines, 1968, Ed. M. Radmanovich and J. T. Woodcock, Monograph Series No. 3, Australas. Inst. Min. Metall., 179-183, 1968.
10. *Gustafson J. K.*, *Burrell H. C.*, *Garretty M. D.*, Geology of the Broken Hill ore deposit, Broken Hill, N.S.W., Australia, Bull. geol. Soc. Amer., 61, 1369-1438, 1950.
11. *Hawkins B. W.*, The zinc lode orebodies of the Broken Hill lode, in Broken Hill Mines—1968, Ed. M. Radmanovich and J. T. Woodcock, Monograph Series No. 3, Australas. Inst. Min. Metall., 155-159, 1968

12. *Henderson Q. J.*, North Broken Hill mine, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. A. B. Edwards, 627-649, 5th Empire Mining & Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
13. *Hobbs B. E.*, The structural environment of the northern part of the Broken Hill orebody, J. geol. Soc. Aust., 13(2), 315-338, 1966.
14. *Hobbs B. E., Ransom D. M., Vernon R. H., Williams P. F.*, The Broken Hill orebody, Australia—a review of recent work, Mineral. Deposita, 3, 293-316, 1968.
15. *Hodgson C. J.*, The mineralogy and structure of the New Broken Hill Consolidated Limited Mine, Broken Hill, N.S.W., Ph.D. Thesis, University of California, Berkeley, 1968.
16. *Jacquet J. B.*, Geology of the Broken Hill lode and Barrier Ranges mineral field, N.S.W., Mem. geol. Surv. N.S.W., No. 5, 1894.
17. *King H. F.*, The Consols mine, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 674-676, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
18. *King H. F.*, Notes on ore occurrences in highly metamorphosed Precambrian rocks, Australas. Inst. Min. Metall., F. L. Stillwell Anniv. Volume, 143-167, 1958.
19. *King H. F.*, Lead-zinc ore deposits of Australia, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 319-332, 8th Commonwealth Mining & Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
20. *King H. F.*, The Broken Hill ore deposit, an early note on its genesis, Mineral. Deposita, 5, 191, 1970.
21. *King H. F., O'Driscoll E. S.*, The Broken Hill lode, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 578-600, 5th Empire Mining & Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
22. *King H. F., Thomson B. P.*, The geology of the Broken Hill district, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. A. B. Edwards, 533-577, 5th Empire Mining & Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
23. *Lawrence L. J.*, The minerals of the Broken Hill district, in Broken Hill Mines—1968, ed. M. Radmanovich & J. T. Woodcock, Monograph Series No. 3, Australas. Inst. Min. Metall., 103-136, 1968.
24. *Lawrence L. J.*, Polymetamorphism of the sulphide ores of Broken Hill, N. S. W., Australia, Mineral. Deposita, 1972.
25. *Lewis B. R., Forward P. S., Roberts J. B.*, Geology of the Broken Hill lode, reinterpreted, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 319-332, 8th Commonwealth Mining & Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
26. *McKay A. D.*, Some genetic aspects of stratiform base metal and manganese deposits with particular reference to the lead lode orebody—Broken Hill, M. Sc. Preliminary Thesis, University of Sydney, 1971.
27. *Mackenzie D. H.*, Lead Lode at New Broken Hill Consolidated Limited, in Broken Hill Mines—1968, ed. M. Radmanovich, J. T. Woodcock, Monograph Series No. 3, Australas. Inst. Min. Metall., 161-169, 1968.
28. *Mackenzie D. H.*, Thoughts on Broken Hill geology—1970, Confidential Report to CRA Exploration Pty. Limited, 1970.
29. *Mackenzie D. H., Gow N. N.*, A concept of ore control at Broken Hill, Confidential Report to CRA Exploration Pty. Limited, 1970.
30. *Maiden K. J.*, Studies on the effects of high grade metamorphism on the Broken Hill orebody, Ph. D. Thesis, University of N.S.W., 1972.
31. *O'Driscoll E. S.*, The Zinc Corporation and New Broken Hill Consolidated mines, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 658-673, 5th Empire Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
32. *O'Driscoll E. S. T.*, Notes on the structure of the Broken Hill lode, and its tectonic setting, in Broken Hill Mines—1968, ed. M. Radmanovich and J. T. Woodcock, Monograph Series No. 3, Australas. Inst. Min. Metall., 87-102, 1968.
33. *Ramdohr P.*, The ore deposit of Broken Hill in New South Wales in the light of new geological knowledge and ore-microscopic investigations, Transl. from Heidelb. Beitr. Miner. Petrogr., 2, 291-333, 1950.
34. *Richards S. M.*, The banded iron formations at Broken Hill, Australia, and their relationship to the lead-zinc orebodies, Econ. Geol., 61, 72-96, 257-274, 1966a.
35. *Richards S. M.*, Mineragraphy of fault-zone sulphides, Broken Hill, N.S.W., CSIRO Mineragraphic Investigations Technical Paper, No. 5, 1966b.
36. *Shaw S. E.*, Rb-Sr isotopic studies of the mine sequence rocks at Broken Hill, in Broken Hill Mines—1968, Ed. M. Radmanovich and J. T. Woodcock, Monograph Series No. 3, Australas. Inst. Min. Metall., 185-198, 1968.
37. *Stanton R. L.*, A preliminary account of chemical relationships between sulphide lode and «banded iron formation» at Broken Hill, N.S.W., Econ. Geol., 67, 1128-1145, 1972.
38. *Stanton R. L., Richards S. M.*, The abundances of lead, zinc, copper and silver at Broken Hill, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 198, 309-367, 1961.
39. *Stillwell F. L.*, Mineralogy of the Broken Hill lode in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. A. B. Edwards, 601-626, 5th Empire Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.

40. *Thomas W. N.*, Broken Hill ore occurrence reinterpreted, Consolidated Zinc Pty. Limited Report, 1960.
41. *Vernon R. H., Ransom D. M.*, Retrograde schists of the amphibolite facies at Broken Hill, N.S.W., J. geol. Soc. Aust., 18(3), 267-277, 1971.
42. *Wilkinson C. S.*, Report on the silver-bearing lodes of the Barrier Ranges in the Albert disctrict, N.S.W., N.S.W. Legislative Assembly Paper, 1076-A, 1883-4, 1884.
43. *Williams D.*, Discussion on geological significance of stratiform ore deposits by H. F. King, 15th Inter-University Geological Congress, 1967, University of Leicester, England, 97-105, 1967.

Белтана и Аруна

Р. Хорн

Общие сведения

Виллемитовое месторождение Белтана расположено в районе горных цепей Норт-Флиндерс в 16 км от города Копли (30°41′ ю. ш., 138°27′ в. д.). Месторождение Аруна, представленное меньшим по размеру рудным телом, находится в 11 км к северо-западу от Белтаны (рис. 1).

Рельеф местности слабо холмистый с относительными превышениями менее чем 100 м над общим уровнем территории района, имеющим высотную отметку порядка 300 м. Климат в общем жаркий и засушливый, колебания температуры от 0 до более чем 45°С. Годовое количество осадков в среднем около 20 см. Благодаря этим климатическим условиям геоморфологическая выраженность рудных тел и ассоциирующихся с ними пород отражает скорее их устойчивость к механическому выветриванию, а не к химическому. Относительно более устойчивые виллемитовые рудные тела и рудовмещающие доломиты образуют выходы в виде холмов и гряд в отличие от окружающих сланцев и алевролитов, которые обусловливают отрицательные формы рельефа.

Месторождение Белтана было открыто в 1966 г. в процессе геохимического опробования аллювиальных отложений. Первые исследования проводились компанией Electrolytic Zinc Company of Australasia Limited в 1967 г.; в последующем было установлено наличие неправильного трубообразного рудного тела, которое погружалось к востоку приблизительно под углом 45° и протягивалось в глубину более чем на 90 м. Технологические испытания и изучение горно-технических условий показали, что это рудное тело пригодно для эксплуатации открытым способом при коэффициенте вскрыши 4 : 1 с учетом разубоживания.

Дальнейшие геологоразведочные работы, предпринятые этой компанией на всей территории горных цепей Норт-Флиндерс, привели к открытию нескольких виллемитовых рудных тел, располагающихся в полосе длиной 65 км, начиная от окрестностей горы Маунт-Аруна на севере до района восточнее Коммодор-Хомстед на юге.

Геологическая обстановка

Площадь Белтана — Аруна сложена верхнепротерозойскими осадками системы Аделаида. Отложения этой системы находятся под сильным влиянием надвига, связанного с крупным разломом Норуэст. Алевролиты, сланцы и доломиты, относимые к серии Уиллор, обнажаются в нескольких окнах покрова в окрестностях рудного тела Белтана. Они погружаются к северо-

R. A. Horn, Senior Geologist, Electrolytic Zinc Company of Australasia Ltd. Публикуется с разрешения компании.

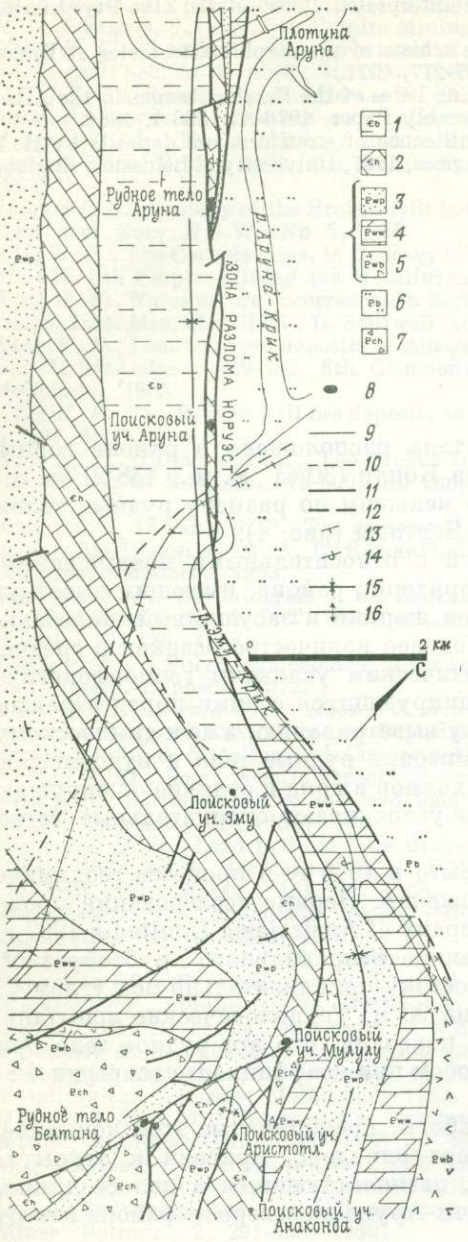


Рис. 1. Геологическая карта района.

1 — средний кембрий; 2 — нижний кембрий; серия Марино: 3 — кварцит Паунд, 4 — формация Уоноко, 5 — формация Баниэру; 6 — серия Торренс; серия Уиллор: 7 — формация Хьюменити-Сит; 8 — виллемитовое оруденение; 9 — стратиграфический контакт; 10 — стратиграфический контакт, предполагаемый; 11 — разлом; 12 — разлом, предполагаемый; 13 — простирание и падение; 14 — опрокинутое залегание; 15 — ось синклинали; 16 — ось антиклинали.

западу, сильно смяты и перекрыты с заметным несогласием осадками серии Марино. Самые молодые отложения геосинклинали Аделаида (группа Лейк-Фром) обнажаются в ядре синклинали, примыкающей к разлому Норуэст и параллельной ему.

Минералогия

Минералогически рудные тела Аруна и Белтана сходны в том отношении, что их неразубоженная руда более чем наполовину состоит из виллемита. Минеральный состав рудного тела Аруна менее разнообразен, зато

в нем содержится гетеролит (манганат цинка), пока еще не обнаруженный в Белтане.

На основе анализов и минераграфического изучения 500-тонной пробы, взятой на самом верхнем 6-метровом уступе, вскрывающем рудное тело Белтана, можно оценить минералогию последнего (табл. 1).

Таблица 1

Минералогия рудного тела Белтана

Минерал	Содержание в рудном теле, %	Результаты анализов, %
Виллемит Zn_2SiO_4	54,0	$Zn_{общ}$ 40,0; SiO_2 14
Гематит Fe_2O_3	10,0	$Fe_{общ}$ 7,0
Кальцит $CaCO_3$	8,5	CaO 2,8; CO_2 5,6
Доломит $CaCO_3MgCO_3$		MgO 1,5
Коронадит $MnPbMn_6O_{14}$	6,0	Pb 2,1; Mn 1,0
Гедифан $(CaPb)_5(AsO_4)_3Cl$		Cl 0,004; As 0,7
Смитсонит $ZnCO_3$	2,5	
Кварц SiO_2	4,0	
Сульфиды и сульфаты	0,5	$S_{общ}$ 0,25
Потери при прокаливании	7,7	
Прочие (включая незначительные количества минералов глин, карбонатов, ванадатов и т. п.)	7,0	

В работах Грабба [2] и Мюллера [3] перечислено всего 22 минерала, встреченные в Белтане, включая несколько арсенатов. Кроме того, были установлены в небольших количествах германий и висмут, при этом первый, по-видимому, ассоциируется с виллемитом, в котором он содержится в постоянном соотношении с цинком, примерно равном 7 : 100 000.

Виллемит. Виллемит обычно представлен массивным аморфным материалом, тесно ассоциирующимся с гематитом, который присутствует в виде пылевидных частиц диаметром порядка 5 мкм и окрашивает минерал в красный цвет. Реже встречается колломорфный полосчатый виллемит, состоящий из чередующихся железистых и безжелезистых слоев. Фандер [1] показал, что виллемитовые кристаллы каждого слоя растут как единое целое с кристаллами предыдущего слоя и что рост их происходит в одном и том же направлении. Можно заметить, что железосодержащий виллемит отлагался подобно осадку: он более мощный над углублениями в нижележащем слое безжелезистого виллемита и отсутствует там, где имеются выступы. Если эти особенности принять как критерий для определения положения первоначальной поверхности, то мы найдем, что ориентация колломорфного виллемита во время его отложения была параллельной современной дневной поверхности. Среди колломорфного виллемита широко распространено брекчирование, при этом обломки дезориентированы и сцементированы виллемитом более поздней стадии. Очень часто встречаются жилы виллемита, образовавшиеся как до, так и после процесса брекчирования.

Переслаивание железистого и безжелезистого виллемита, возможно, обязано повторным поступлениям силиката цинка в растворе, содержащем суспензию гематитовых частиц. Спокойные условия позволяли гематиту осаждаться из суспензии, после чего происходила кристаллизация силиката цинка, возможно, из геля. Поступающие в последующем растворы отлагали гематитовые частицы на поверхность колломорфного виллемита, которые заполняли углубления и обволакивали округлые выступы. Такого рода процесс, возможно связанный с чередованием плювиальных и аридных условий, повторялся несколько раз вместе с периодами эрозии и брекчирования.

Раствор силиката цинка с взвешенными частицами гематита возникал за счет массивного, аморфного, богатого гематитом и потому красного виллемита, который являлся главным компонентом руды. Фракционирование гематита и виллемита, которое приводило к возникновению минерализации с полосчатой колломорфной текстурой, имело место только в глинке трения висячего бока надвига и в отдельных блоках минерализации (например, на Северном фланге), т. е. на участках, где отношение просачивающейся грунтовой воды к объему минеральной массы было наибольшим.

Гедифан. Колломорфный полосчатый гедифан в ассоциации с гематитовыми частицами по внешнему виду очень сходен с полосчатым виллемитом, описанным выше. Обычны идиоморфные с шестью боковыми гранями кристаллы; слои гематитовой пыли могли образовываться только на их верхних плоскостях. Грабб [2] отмечает текстуры замещения виллемита по гедифану.

Коронадит. Фандер [1] помещает окислы марганца в конец парагенетической последовательности. Возможно, что коронадит образовался одновременно с голландитом, пиролюзитом и гетеролитом.

Месторождение Белтана

Месторождение Белтана представлено тремя изолированными виллемитовыми телами, располагающимися в интервале 400 м вдоль надвига: Главное рудное тело, рудные тела Северного фланга и Южного фланга (рис. 2)

Главное рудное тело. Примерно 85% промышленных запасов цинка на площади Белтана — Аруна сосредоточено в Главном рудном теле.

До того как большая часть поверхностных рудных выходов была взята в качестве технологической пробы, виллемитовое тело обнажалось в виде гребня приблизительно треугольной формы. С глубиной, как это видно на планах уступов, форма тела становится все более линзовидной, пока на уровне 90 м от поверхности оно полностью не выклинивается.

Состав рудного тела изменчив. Свинцовая минерализация обычно располагается по периферии виллемитовой руды, но встречается также в виде гедифана и коронадита в ассоциации с гематитом на отдельных участках в рассланцованных зонах внутри рудного тела.

Вмещающей породой служит красный доломит, заключающий плохо сохранившиеся остатки *Archaeocyathina* и *Micromitra*. В связи с этим он считается эквивалентом верхней, охарактеризованной ископаемыми остатками части толщи нижнекембрийского известняка Эйджакс. К востоку от Главного рудного тела имеется полный разрез от нижнего кембрия до верхней части верхнепротерозойской формации Баниэру, истинная мощность которого порядка 150 м. Такая мощность разреза представляется сильно сокращенной, поскольку в 11 км к северо-западу в районе Маунт-Скотт она достигает 2000 м.

Лежачий бок и боковые крылья рудного тела сложены красным брекчированным доломитом. Содержания свинца, цинка и мышьяка в доломите аномально высоки, особенно вокруг установленного оруденения и у зон нарушений. Минераграфические исследования показали, что причиной этих аномалий являются рассеянные коронадит и тилазит [$CaMg(AsO_4)F$], а также цинк в продуктах распада твердых растворов [7].

Висячий бок рудного тела примыкает к надвигу, по которому слой кварцита Паунд надвинут на более молодой известняк Эйджакс (рис. 3). Кварциты в свою очередь перекрываются алевролитами и сланцами серии Уиллор, которые сильно брекчированы. Нарушения вертикального характера, возможно третичного возраста, затронули как кварцит висячего бока, так и рудное тело как раз около брекчированных отложений Уиллор.

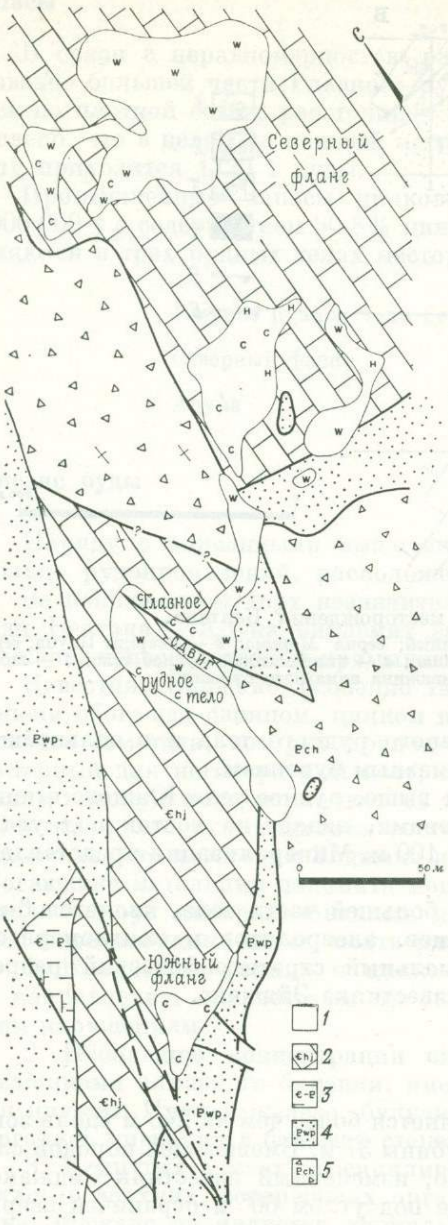


Рис. 2. Геологическая карта рудных участков.

1 — виллемит (W), гедифан (H) и коронадит (C); *кембрий*: *2* — известняк Эйджакс, доломитизированный, *3* — форрмация Уратанна; *серия Марино*: *4* — кварцит Паунд; *серия Уиллор*: *5* — формация Хьюменити-Сит, брекчированная.

Северный фланг. Цинковая минерализация большей частью представлена колломорфным виллемитом с четко выраженными прослоями гематита. Рудное тело имеет блюдцеобразную форму и протягивается на глубину по вертикали на 18 м. Лежачий бок сложен красным доломитом, сходным с тем, который вмещает Главное рудное тело.

Особенно многочисленны минералы свинца и мышьяка: это главным образом гедифан с примесью коронадита, которые образуют несколько небольших скоплений в пределах первых 10 м от поверхности.

Южный фланг. Не выходящее на дневную поверхность проявление свинцово-цинковой минерализации было открыто в 1970 г. в процессе ударно-

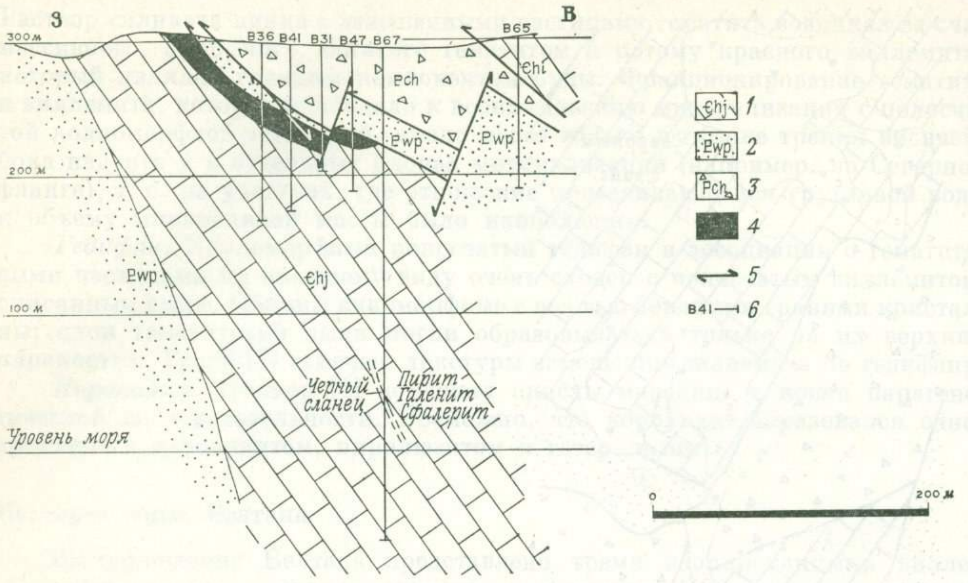


Рис. 3. Разрез через Главное рудное тело месторождения Белтана.

Кембрий: *1* — известняк Эйджакс, доломитизированный; *серия Марино*: *2* — кварцит Паунд; *серия Уиллор*: *3* — формация Хьюменити-Сит, брекчированная; *4* — виллемитовое рудное тело; *5* — линия разлома с указанием направления движения; *6* — скважина алмазного бурения.

вращательного бурения к югу от Главного рудного тела и в дальнейшем в 1970 и 1973 гг. разведывалось уже алмазным бурением.

В отличие от обоих тел, описанных выше, рудное тело Южного фланга почти плоское, с параллельными сторонами, падает на восток под углом 70° и имеет глубину по вертикали около 100 м. Минерализация представлена виллемитом, гедифаном и коронадитом.

Вмещающей, по крайней мере для большей части тела, является 6-метровая пачка переслаивающихся сланцев, алевролитов и конгломератов, которые, по-видимому, входят в нормальный стратиграфический разрез, включающий красный доломит толщи известняка Эйджакс.

Рудное тело Аруна

Виллемитовое рудное тело Аруна тянется более чем на 240 м вдоль зоны разлома Норуэст и продолжается до глубины 37 м. Вмещающей породой служит блок красного доломита (возможно, измененный известняк Эйджакс), который имеет северо-восточное падение под углом 60° и ограничен сверху и снизу разломами.

Рудное тело в основном согласно с доломитовым блоком, но его положение относительно ограничивающих разломов изменчиво, так что висячий бок может состоять из красного доломита или кварцита Паунд, а лежачий — из красного доломита или опрокинутой толщи алевролитов и песчаников группы Лейк-Фром среднего кембрия.

По химизму рудное тело Аруна сходно с Главным рудным телом, но содержит меньше свинца. Свинец, возможно, ассоциируется с гетеролитом ($ZnO \cdot Mn_2O_3$) в виде коронадита или свинцовистого вада.

Концентрации свинцово-марганцево-мышьякового оруденения, сколь-либо сравнимой с таковой на месторождении Белтана, здесь обнаружено не было.

Запасы

В связи с неравномерностью распределения высокосортной руды при разведке большей части Главного рудного тела алмазное бурение проводилось по плотной сети с расстоянием между скважинами 15,2 м. Было установлено, что в целом на каждый метр алмазного бурения по рудному интервалу приходится 1720 т руды.

Промышленные запасы цинковой руды оцениваются примерно в 1 000 000 т с содержанием 36,8% цинка и 2,2% свинца. Эти запасы распределяются в трех рудных телах месторождения следующим образом:

Главное рудное тело Белтана	775 000 т с 38,2% Zn и 2,3% Pb
Северный фланг	88 000 т с 35,3% Zn и 2,0% Pb
Аруна	150 000 т с 34,4% Zn и 1,6% Pb

Генезис руды

Наряду с описанными выше виллемитовыми телами имеется еще несколько рудопроявлений, расположенных между Белтаной и Аруной.

За исключением двух незначительных случаев, весь известный на площади Белтана — Аруна виллемит заключен в породах толщи известняка Эйджакс, непосредственно примыкающей к надвигу.

Известняк Эйджакс, особенно там, где он доломитизирован, в высокой степени обогащен свинцом, цинком и железом [7]. Наличие мелких (5 мкм) частичек гематита, которые придают доломитизированному известняку характерный для него красный цвет, объясняют обогащением железом. Имея в виду высокую концентрацию всех трех элементов во вмещающем доломите и учитывая, что их соединения составляют более 70% объема руды, можно заключить, что известняк Эйджакс и был источником металлов рудных тел. Обогащение металлами доломита могло быть также связано с образованием ореола вокруг минерализованных нарушений и рудных тел. Доказательства, перечисляемые ниже, подтверждают последнюю интерпретацию.

1. Количество свинца и цинка в известняке Эйджакс увеличивается по направлению к известным проявлениям минерализации и к тектоническим нарушениям.

2. Небольшие концентрации свинцовой минерализации, подсеченные скважинами алмазного бурения, имеют четко выраженные ореолы обогащения цинком. Цинк и железо, будучи более подвижными, по-видимому, подвергались миграции в большей степени, чем свинец, мышьяк и марганец.

3. В других местах геосинклинали Аделаида количество цветных металлов в верхних, содержащих органические остатки частях толщи известняка Эйджакс не является аномальным. В районе Аруны известняк Эйджакс, обнажающийся в юго-западном крыле синклинали, характеризуется низкими, фоновыми содержаниями цветных металлов, тогда как рудное тело Аруна приурочено к северо-восточному крылу.

Если известняк Эйджакс действительно служил источником металлов рудных тел, то было бы логичным ожидать наличия вокруг минерализации зон обеднения.

Одно из проявлений первичной сульфидной минерализации в прослое черного сланца было подсечено алмазным бурением на глубине 350 м. Этот прослой занимал нормальную стратиграфическую позицию относительно известняка Эйджакс и содержал редкую вкрапленность пирита, галенита и сфалерита. В сходной литологической обстановке была открыта минерали-

зация, представленная коронадитом и виллемитом, на глубине 60 м на Южном фланге (см. выше).

Виллемит является довольно обычным минералом гипергенной зоны цинково-сульфидных тел, подвергавшихся окислению в условиях аридного климата [4, 6]. В районе Белтаны черные сланцы толщи известняка Эйджакс представляют собой возможный источник таких сульфидов.

Роль надвиговых нарушений, к которым виллемитовые тела постоянно приурочены, сложна.

Примечательно, что минерализованные черные сланцы толщи известняка Эйджакс ранее не были описаны, а они, возможно, свидетельствуют о застойных, анаэробных условиях в бассейне [8], окруженном «поднятиями» отложений Уиллор, контролируемыми разломами. Эти разломы могли служить каналами для богатых металлами растворов, мигрировавших из основания. Такой процесс сравним с тем, который предположил Томсон [5] для месторождения Эдиакара, расположенного в 32 км к юго-западу от Белтаны. Предполагается, что тектонические процессы Деламера обусловили миграцию стратиформных сульфидов в ожившие надвиги, где они, возможно, претерпели обогащение.

Такая интерпретация согласуется с наблюдающимся пропорциональным увеличением содержаний менее подвижных свинца, мышьяка и марганца по направлению к прослою сланца на Южном фланге.

Процесс гипергенного обогащения сульфидной минерализации, очевидно, включал повторное растворение и перекристаллизацию, что привело к образованию минеральной зональности, обусловленной относительной подвижностью элементов в порядке ее увеличения: марганец → мышьяк → свинец → железо → цинк.

Минералы свинца и марганца (коронадит) и свинца и мышьяка (гедифан) образуют соответствующие раздельные концентрации вблизи их первичного источника (например, Южный фланг). Железо и цинк мигрируют далеко во вмещающий доломит, придавая породе характерный красный цвет и обусловливая повышенное содержание в ней цинка.

Виллемит и гематит тесно ассоциируют друг с другом. В большинстве рудных тел гематит рассеян в массивно-кристаллическом виллемите в виде тонкой пыли. Сегрегация этих минералов происходила в конечную стадию обогащения в процессе гравитационной сепарации гематита из раствора силиката цинка.

Промежуточные стадии образования смитсонитовой или гемиморфитовой минерализации, возможно, имели место в те моменты, когда гипергенный процесс протекал в условиях более влажного климата.

Список литературы

1. *Fander H. W.*, Report No. C.M.S. 70/9/9 to Electrolytic Zinc Company of Australasia Ltd., 1971.
2. *Grubb P. L. C.*, Mineralogy and genesis of the Beltana zinc-lead deposit, Putapa, South Australia, J. geol. Soc. Aust., 18, 165—171, 1971.
3. *Muller D. W.*, The geology of the Beltana ore deposit, M.Sc. Thesis, University of Melbourne, 1971.
4. *Pough F.*, Occurrences of willemite, Am. Miner., 26, 1941.
5. *Thomson B. P.*, Source and distribution of heavy metals in Cambrian and Marinoan shelf sediments in South Australia, 6, Eighth Comm. Min. Met. Congr. Aust. N.Z., 1965.
6. *Verwoerd W. J.*, The mineralogy and genesis of Abenab West in the Otavi Mountains South-West Africa, Annals Univ. Stellenbosch Shand Memorial Volume, 1957.
7. *Whitehead S.*, Zinc bearing carbonate rock, AMDEL Rpt. No. MP 2143-69 to Electrolytic Zinc Company of Australasia Ltd., 1969.
8. *Wopfner H.*, Lithofacies evaluation of the Lower Cambrian sediments of the Flinders Ranges, Min. Rev. Adelaide, 129, 1968.

Розбери

К. Бертон

Общие сведения

Месторождение Розбери является наиболее крупным из числа колчеданных цинково-свинцово-медных месторождений, расположенных на площади Розбери — Уильямсфорд в западной Тасмании. Оно находится в 125 км к югу от Берни и в 30 км от западного побережья (41°46′ ю. ш. и 145°33′ в. д.).

Месторождение Розбери представлено стратифицированным телом массивных сульфидов, залегающим среди кремнистых пирокластических и осадочных пород кембрийского возраста. Рудное тело выходит на поверхность на южном густо залесенном склоне горы Маунт-Блэк высотой 930 м. Это пластовое тело прослежено по простиранию на 1700 м с падением на восток под углом 45°. Интенсивная складчатость обусловила неправильную форму рудного тела, средняя мощность которого составляет 6 м. Алмазным бурением руда подсечена на глубине 900 м ниже выхода на поверхность.

Начиная с 1905 г. добыто 6,5 млн. т руды со средними содержаниями свинца 5,6%, цинка 18,2%, меди 0,56%, железа 14,9%, серебра 187 г/т и золота 3,8 г/т. Около 10 млн. т руды с более низкими содержаниями металлов также входят в состав разведанных запасов. Рудное тело еще не оконтурено до конца на глубине и на северном фланге.

Месторождение было обнаружено в 1893 г., десять лет спустя после открытия в 50 км к югу от Куинстауна месторождения Маунт-Лайелл. Из-за проблем технологического порядка, связанных с очень тонкой зернистостью тесно сросшихся сульфидов, добыча руды вплоть до 1936 г. была незначительной. С 1936 по 1970 г. производительность обогатительного комплекса возросла с 48 000 до 314 000 т, а в 1971 г. достигла уровня 600 000 т.

Геология месторождения Розбери первоначально была описана в ряде работ [11, 13, 10, 5, 9], авторы которых полагали, что возникновение минерализации обязано одному из процессов, связанных с действием гидротермальных растворов. В более позднее время была рассмотрена возможность сингенетического и эксгаляционно-вулканогенного происхождения руд [3, 8, 12]. В 1969 г. Братвейт [1] завершил детальное исследование рудного тела, результаты которого были частично опубликованы в 1972 г. [2]. Последующее описание в основном базируется на его работе.

Геология района

Месторождение Розбери располагается в западной части пояса кембрийских вулканических пород, известного как дуга Маунт-Рид, которая протягивается на 150 км вдоль западного края центрального докембрийского массива Тасмании.

В районе Розбери вулканиты Маунт-Рид разделяются на две формации: риолитовые и дацитовые туфы пирокластической формации Примроз и перекрывающие их дацитовые и андезитовые лавы вулканитовой формации Маунт-Блэк (рис. 1). Далее к западу туфовые породы линзовидно выкли-

C. C. J. Burton, Chief Geologist, Electrolytic Zinc Company of Australasia Ltd., West Coast Mines.

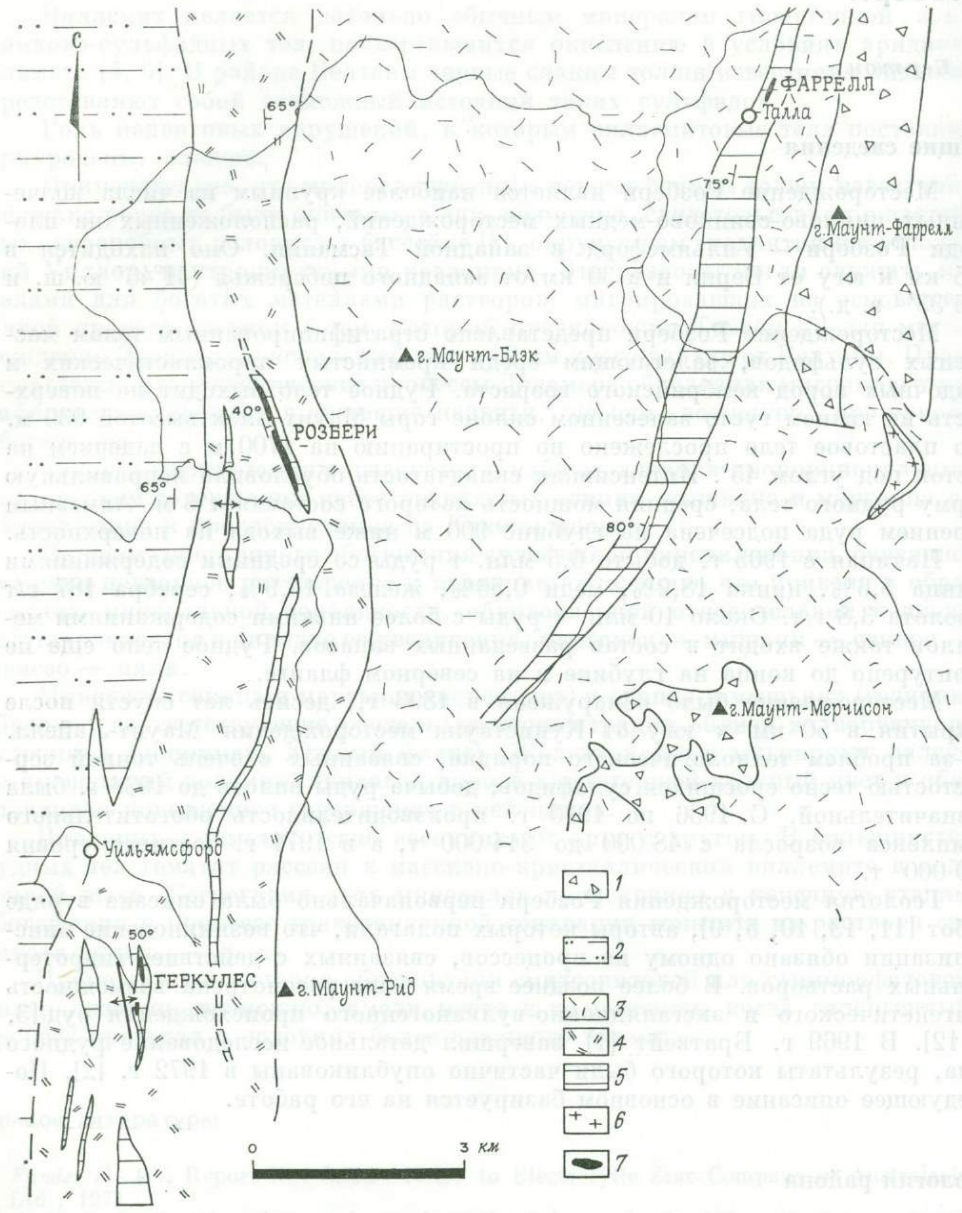


Рис. 1. Геологическая карта района Розбери.

Ордовик: *1* — брекчия Джукс и конгломерат Оуэн; кембрий, *группа Розбери*: *2* — кварциты и сланцы; *группа вулканических отложений Маунт-Рид*: *3* — вулканиты Маунт-Блэк, *4* — пирокласты Примроз, *5* — сланцы и туфовые алевролиты; *6* — гранит Мерчисон; *7* — рудные месторождения.

ниваются и окаймляются осадками группы Розбери. Рудные месторождения Розбери и Геркулес располагаются внутри линз туфового алевролита и сланца, которые образуют подчиненные пачки в пирокластической толще Примроз.

В позднем кембрии осадкообразование было прервано орогенезом Джукс, вызвавшим общее поднятие, смещение по разломам и слабую складчатость меридионального направления. Образовались континентальные бассейны, в которых формировались кремнистые конгломераты Оуэн нижнего ордовика, несогласно перекрывшие вулканиты Маунт-Блэк. Среднедевонский орогенез Табберабберa вызвал складчатость, дизъюнктивные дислокации и метаморфизм хлоритовой фации. Рудное тело и вмещающие породы пересекаются несколькими маломощными базальтовыми дайками третичного возраста. Оба месторождения — Розбери и Геркулес — приурочены к восточным крыльям широких антиклиналей меридионального простирания. Бóльшая часть площади Розбери перекрыта четвертичными ледниковыми отложениями различной мощности, состоящими из валунных глин и гравия.

Геология площади месторождения Розбери

Стратиграфия. На рудной площади пирокластическая толща Примроз подразделяется на следующие части:

	Средняя мощность, м
Массивные пирокласты	450
Черные сланцы	0,30
Туфовая вмещающая порода	35
Кристаллические сланцы лежачего бока	15—100
Пирокласты лежачего бока	550

Массивные пирокласты представлены кристаллическими, стекловатыми и литокластическими туфами. Вулканические брекчии, состоящие из полуугловатых обломков флюидально-полосчатого риолита, черного сланца и стекловатого туфа, имеют локальное распространение и обычно залегают у нижнего контакта. Линзы кремнистого черного сланца располагаются вдоль границ пачек кристаллических и стекловатых туфов. Встречаются реликтовые витрокластические структуры и текстуры обрушения в пемзовой породе. Нижний контакт несогласный, местами сильно нарушен и иногда тектонически смещен.

Черные сланцы и *туфовая вмещающая порода* образуют стратиграфически тесно связанное целое и могут прослеживаться по простиранию по крайней мере на 9 км. Черные сланцы и алевролитовая фация вмещающей породы, ритмично чередующиеся в виде линз, составляют часть более мощного туфового разреза. Непосредственно примыкающая к рудным телам вмещающая порода представляет собой серицитовый алевролит, местами отчетливо слоистый с чередованием слоев, обогащенных кварцем и серицитом. Обычен хлорит, акцессорные минералы представлены сфеном, рутилом, турмалином и цирконом. Местами имеются обогащенные пиритом слойки мощностью 0,3—1,0 мм; этот минерал встречается также в рассеянном виде. Алевролиты вверх по разрезу и по простиранию переходят в тонкозернистый туфовый песчаник и местами в кристаллические туфы, в которых слоистость слабо развита или совсем отсутствует. Вблизи рудных тел во вмещающих породах встречаются линзы слоистого карбоната марганца.

Кристаллические сланцы лежачего бока окремнены и обычно содержат линзы массивного кремнистого сланца. На месторождении Геркулес и местами на месторождении Розбери хорошо развита очковая текстура кварца.

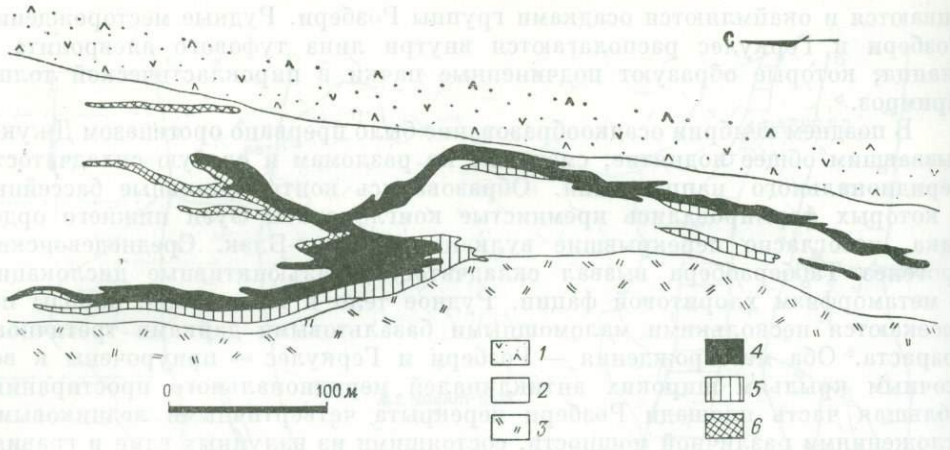


Рис. 2. Геологический план горизонта 15.

1 — массивные пирокласты; *2* — вмещающие породы; *3* — кристаллические сланцы лежачего бока; *4* — цинково-свинцовое рудное тело; *5* — пиритово-медное рудное тело; *6* — барит.

Кремнистый характер кристаллических сланцев особенно хорошо выражен ниже центральной части рудных тел. Сланцы по падению и простиранию переходят в преимущественно кристаллические туфы пачки *пирокластов лежачего бока.*

Структура. На месторождении Розбери рудные тела смяты в одну основную систему складок с развитием кливажа или сланцеватости, параллельных осевой плоскости. Деформации и рассланцеванию подверглись черные сланцы, рудное тело, вмещающие туфовые алевролиты и кристаллические сланцы лежачего бока, но перекрывающие их массивные пирокласты затронуты не были (рис. 2).

Крупные складки хорошо вырисовываются, если принять цинково-свинцовое рудное тело в качестве маркирующего горизонта. На поперечном разрезе видно, что они опрокинуты, при этом осевая плоскость в основном падает на восток под углами 55—60° (рис. 3). Складки имеют характерный рисунок и состоят из длинного западного крыла, замка синклинали, относительно короткого опрокинутого крыла, замка антиклинали и длинного восточного крыла. Они походят на складки волочения, но поскольку имеются и конгруэнтные и инконгруэнтные формы, то при их образовании более важное генетическое значение могла иметь скорее неоднородность

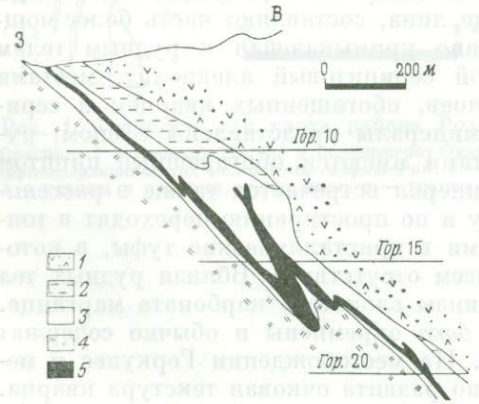


Рис. 3. Поперечный разрез (вид с севера).

1 — массивные пирокласты; *2* — черные сланцы; *3* — вмещающая порода; *4* — кристаллические сланцы лежачего бока; *5* — рудное тело.

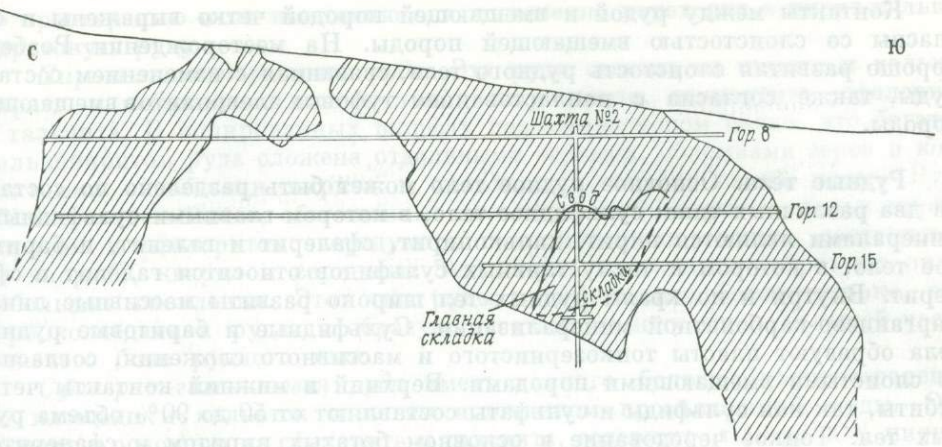


Рис. 4. Продольный разрез.

пород, чем соотношение с главной структурой. Характер этих складок хорошо виден на примере главной складки между горизонтами 12 и 18, которая может быть четко прослежена в рудном теле, черных и кремнистых сланцах лежачего бока. Данная складка имеет ограниченную протяженность вдоль оси: ее амплитуда быстро достигает максимальной величины и также быстро убывает. На продольном разрезе (рис. 4) видно, что контуры свода складки замкнуты с обоих концов и соответствуют утолщению складки. Такой тип складок имеет преимущественное развитие в рудном теле, и, хотя фактические данные еще недостаточно полны, отчетливый рисунок складок, круто погружающихся к северу и югу, можно наблюдать на различных участках рудника. К другому типу складок на месторождении Розбери относится эшелонированный тип, при котором антиклинали соединяются менее крупными синклиналями.

Складчатость особенно интенсивно развита вдоль резкого рудного контакта висячего бока. Ответвления массивной руды в сторону вмещающей породы представляют собой быстро затухающие антиклиналеобразные апофизы. На этих участках сланцеватость следует слоистости и огибает шарнирные части складок, а кливаж скалывания обычно развивается в большей степени в некомпетентных породах. В качестве исключения можно наблюдать, что в замках складок сланцеватость сечет слоистость. В других местах, где имеются сжатые антиклинальные складки, кливаж параллелен слоистости в крыльях и образуется сланцеватость слоистости.

Средние по размерам складки во вмещающей породе и в черных глинистых сланцах сходны по ориентировке и характеру. Складки в рудном теле обнаруживают полное с ними геометрическое сходство, но менее правильны, имеют бóльшие амплитуды и более интенсивны. Поскольку складчатость есть функция распределения стрессовых усилий, которое в свою очередь обусловлено гетерогенностью подвергающихся деформации отложений, то интенсивность складчатости, по-видимому, является функцией количества сульфидов и барита в системе. Богатые баритом и галенитом верхние части рудного тела быстрее всего испытывают пластическое течение, и именно на этих участках деформация оказывается наиболее интенсивной, в то время как сложенные пиритом части рудного тела остаются практически недеформированными. Возможно, что на степень и характер складчатости оказала влияние и оползневая или диагенетическая деформация, обязанная гравитационному сползанию частично литифицированных осадков и подвижных сульфидов и барита.

Контакты между рудой и вмещающей породой четко выражены и согласны со слоистостью вмещающей породы. На месторождении Розбери хорошо развитая слоистость рудного тела, связанная с изменением состава руды, также согласна с напластованием туфовых алевролитов вмещающей породы.

Рудные тела. Основное рудное тело может быть разделено по составу на два различных типа: сульфидное тело, в котором главными сульфидными минералами являются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит, и баритовое тело, в котором к числу главных сульфидов относятся галенит и сфалерит. Внутри и по краям рудных тел широко развиты массивные линзы марганцево-карбонатной минерализации. Сульфидные и баритовые рудные тела образуют пласты тонкозернистого и массивного сложения, согласные со слоистыми вмещающими породами. Верхний и нижний контакты четко отбиты, так как сульфиды и сульфаты составляют от 50 до 90% объема рудных тел. Тонкое чередование в основном богатых пиритом и сфалеритом прослоев является характерной, бросающейся в глаза особенностью руды.

Средняя мощность основного рудного тела равна 6 м, но сдваивание тела в шарнирных частях складок может местами увеличить общую мощность более чем до 35 м. В своих краевых частях сульфидное рудное тело быстро уменьшается в мощности, местами разбивается на отдельные небольшие линзы и обнаруживает постепенные переходы от массивной руды через рассеянную вкрапленность сфалерита, пирита и галенита к пустой вмещающей породе. У нижних границ рудное тело в основном отличается увеличением содержания пирита и халькопирита и соответствующим уменьшением количеств сфалерита и галенита. Четкая вертикальная зональность наблюдается во многих частях рудного тела, но лучше она выражена в верхней части, где зоны более широкие, чем в нижней. В основании этой последовательности зон находятся вкрапленные пирит-халькопиритовые кремнистые руды, которые постепенно переходят в массивный пирит, сменяемый пирит-халькопиритовой рудой, сфалерит-галенитовой рудой и, наконец, в самом верху прерывистыми линзами баритовой руды. Жильными минералами в этих типах руд являются хлорит, кварц, родохрозит, кутнагорит, серицит, барит, сфен, кальцит и альбит.

Концентрации грубозернистой жильной массы приурочены к зонам раздува рудного тела и располагаются как внутри последнего, так и вокруг него.

Кремнистая минерализация. Кристаллические сланцы лежачего бока в центральной части месторождения, особенно в районе главной складки, сильно окремнены и содержат пирит и в меньшей степени халькопирит и гематит в виде прожилков, рассеянной вкрапленности и массивных прослоев. Эта зона может находиться более чем на 15 м ниже основания массивных сульфидов. Последние данные подтверждают, что кремнистые зоны могут отходить и в сторону от сульфидного тела.

Массивный пирит. Серноколчеданная руда на 85% сложена пиритом, содержит сфалерит и небольшие количества галенита и халькопирита. Пирит встречается в виде рыхлых или плотных агрегатов. Его зерна имеют субгедральный и эвгедральный характер, размер их колеблется в пределах 0,01—0,5 мм. Сфалерит располагается между зернами пирита и образует почти мономинеральные прослои, наблюдаемые в полированных шлифах. Однако полосчатость, обусловленная чередованием слоев разного состава, не является характерной макроскопической чертой этих обычно массивных руд. Арсенопирит содержится в небольших количествах именно в пиритной руде и представлен эвгедральными кристаллами размером 0,04—0,2 мм. Больше всего серноколчеданной руды в центральной части рудного тела;

по простиранию и по восстанию она постепенно переходит в пирит-халькопиритовую руду.

Пирит-халькопиритовая руда. Эта руда состоит из пирита и халькопирита с небольшими количествами тетраэдрита, теннантита, сфалерита и галенита. В полированных шлифах под микроскопом видно, что богатая халькопиритом руда сложена отдельными зернами, обломками зерен и компактными агрегатами пирита в халькопиритовой основной массе. Руда обычно слоиста: слои, обогащенные халькопиритом, пиритом, халькопирит-пиритом и сфалеритом, чередуются с силикатными слоями, состоящими из хлорита, кварца и серицита. Тетраэдрит и теннантит образуют лишь небольшие скопления. Этот тип руды распространен более широко, чем серноколчеданная руда, и образует отчетливую зону вдоль большей части лежачего бока рудного тела.

Сфалерит-галенитовая руда имеет намного большее распространение по площади и является главным источником промышленной руды. Она состоит в основном из сфалерита и галенита, содержит от 10 до 40% пирита и небольшие количества халькопирита и тетраэдрита. В полированных шлифах видно, что сфалерит образует массивный зернистый агрегат с рассеянным в нем галенитом. Сфалерит и галенит обычно равномерно-зернисты. Пирит представлен относительно крупными кристаллами (0,2 мм). Халькопирит присутствует в виде рассеянных зерен и очень мелких округлых выделений, приуроченных к границам зерен сфалерита и двойниковым швам. Тетраэдрит распространен в виде рассеянных зерен или агрегатов и обеспечивает до 20 000 г/т серебра. Магнетит, пирротин и золото — спорадически встречающиеся, редкие минералы.

Вкрапленная сфалеритовая руда. Эта разновидность состоит из полосчатых прослоев или округлых вкрапленников сфалерита в кварц-серицит-хлоритовом сланце, или из чередующихся богатых сфалеритом и кремнистым веществом прослоев, или из сфалеритовых округлых выделений в ассоциации с пиритом. Сфалерит присутствует в агрегатах либо в виде рассеянных неправильных зерен.

Вкрапленная руда может состоять на 15% из сфалерита с обычно небольшими скоплениями галенита и халькопирита. На месторождении Розбери вкрапленная руда встречается вблизи его границ по простиранию.

Баритовая руда. Баритовые рудные тела имеют линзовидную форму; отдельные линзы достигают 150 м в длину и 12 м по мощности. Они могут непосредственно налегать на сульфидное тело или быть отделенными от него слоем туфового алевролита и сфалерит-галенитовой руды. Некоторые баритовые линзы по простиранию сменяются гематитовой и пиритовой минерализацией. Баритовые рудные тела состоят из тонкозернистого массивного барита (до 80%), карбоната марганца (обычно 20—30%) и относительно небольшого количества сульфидов. По сравнению с цинково-свинцовым рудным телом баритовые линзы относительно обогащены галенитом и тетраэдритом и бедны пиритом. Баритовая руда сложена зернистым агрегатом барита и бледно-желтым сфалеритом и галенитом, которые располагаются параллельно четко выраженным контактам. Формациями, заключающими баритовую руду или примыкающими к висячему боку баритовых тел, являются обычно перемятые серицитовые сланцы, которые на месторождении представляют собой наименее компетентные породы.

Пирротиновые тела. Массивный пирротин с небольшими количествами халькопирита, пирита и сфалерита встречается в виде тел длиной до 15 м и шириной до 5 м на южном конце цинково-свинцового рудного тела. Сфалерит-галенитовые слои образуются на границе с пирротиновым телом, а пирит-халькопиритовые слои проникают в пирротин. Вдоль контакта пирротина с цинково-свинцовой рудой часто образуется полоса темного сфалерита.

Более мелкие пирротиновые тела отмечены в ряде других мест, где они подсекались в процессе разведочного бурения.

Расслоенность руды по составу. Одной из наиболее характерных особенностей сульфидной и баритовой руд является расслоенность их по составу. Имеются три основных типа слоев: обогащенные сфалеритом, пиритом и халькопиритом, а также менее распространенный тип — мономинеральный галенитовый.

Сфалеритовые слои по мощности колеблются от 0,3 до 10 мм и обычно содержат до 10% галенита. Пиритовые слои имеют мощность 0,5—20 мм, содержат 50—80% пирита и различные количества других сульфидов, а также жильные минералы силикатного состава. Халькопиритовые слои состоят на 20—60% из халькопирита и на 20—40% из пирита; мощность их колеблется в пределах 0,5—8 мм. В баритовых рудных телах чередуются сульфидные слои мощностью 1—10 мм и слои, бедные сульфидами. В массивном пирите слоистость, как правило, определяется различными размерами зерен. Богатые силикатами слои обычны в пирит-халькопиритовой руде. Имеется также более крупномасштабная расслоенность в зонах, обогащенных сфалеритом и пиритом, с мощностью слоев до 3 м. Эти слои можно проследить по простиранию по крайней мере на 20 м, но многие из них явно линзообразны. Рудная расслоенность приравнивается к слоистости, поскольку по форме и внешнему виду она сильно походит на осадочную стратификацию и согласна со слоистостью соседних алевролитов.

Марганцево-карбонатная минерализация. Карбонатная минерализация проявляется в виде массивных линз, тел нодулярной текстуры, локальной вкрапленности во вмещающей породе и в сульфидных и баритовых телах, а также в ассоциации с кварцем, как поздняя генерация грубозернистых жильных минералов. Массивные линзы располагаются у краев цинково-свинцового рудного тела, внутри рудного тела и вдоль его верхних контактов. У краев рудного тела они достигают своего наибольшего развития и по простиранию могут протягиваться на 125 м при мощности 10 м.

Карбонатные линзы содержат только вкрапленный пирит и рассеянные прожилки мобилизованных сфалерита и галенита. Карбонат имеет резкие контакты с сульфидной рудой и местами языковидно выклинивается, перемежаясь с рудной массой. Большая часть карбоната имеет оолитовое строение, но обычны также зернистая и колломорфная текстуры. Карбонатные минералы представлены родохрозитом, кутнагоритом, доломитом и кальцитом. В сульфидной руде, особенно в серноколчеданной, карбонат представлен железистым родохрозитом, тогда как в массивных линзах — родохрозитом и кутнагоритом, причем на фланговых окончаниях линз кутнагорит становится обильнее и обычно более богат магнием. Степень концентрации и общее количество карбоната наибольшие в краевых частях проявлений сфалерит-галенитовой руды.

Метаморфизм. Динамотермальный метаморфизм низкой ступени, связанный с девонским орогенезом Таббераббера, обусловил образование минералов, типичных для нижней зеленосланцевой субфации. Сульфиды образуют такие метаморфические структуры, как структура тройного сочленения граней минеральных зерен. Более крупные кристаллы пирита в галенитовом, сфалеритовом и халькопиритовом матриксе разбиты трещинами и брекчированы. Трещины выполнены галенитом и халькопиритом. Зерна пирита, арсенопирита, магнезиальных и марганцевистых карбонатов имеют порфиробластовый и пойкилобластовый облик. Все эти факты указывают на то, что

минерализация предшествовала складчатости и метаморфизму девонского времени.

Во время метаморфизма и процессов деформации сульфиды и жильные минералы испытывали течение в телах грубозернистого кварца и карбоната, перемещаясь в шарниры складок, в места резкого изменения направлений падения и простирания и в другие ослабленные зоны.

Наличие грубозернистых агрегатов сульфидов в виде округлых выделений и жил внутри этих жильных масс обычно указывает на ограниченный характер мобилизации и перекристаллизации. Возможно, что пирротиновые тела были перемещены во время метаморфизма месторождения.

Считают, что кристаллические сланцы лежачего бока представляют собой зону бокового изменения пород, так как они по мере удаления от рудного тела в латеральном направлении и по падению постепенно переходят в относительно неизмененные туфы толщи пирокластов лежачего бока. По-видимому, по этим же направлениям происходит уменьшение в них содержания кварца.

Генезис руды

С момента появления работы Братвейта [1] современная концепция происхождения месторождения заключается в том, что руды отложились одновременно с вмещающими их породами. Это значит, что рудные растворы возникли как фаза кислого вулканизма кембрийского возраста. Месторождение Розбери обнаруживает разительное сходство с широко распространенной в мире группой рудных тел на таких месторождениях, как Нью-Брансуик в Канаде, Каптинс-Флат в Новом Южном Уэльсе и Куроко в Японии.

Рудные тела имеют тот же характер деформации, что и вмещающие их породы. Более интенсивная деформация сульфидных слоев в особенности у верхней зоны контакта, возможно, частично обязана диагенетическим оползневым явлениям, которые в сочетании со сложной складчатостью наложились на первоначальную структуру.

Обнаруженные фрамбоидальный пирит и колломорфное строение пирита и других сульфидов считаются реликтами первичной структуры. Однако подавляющая часть рудных структур имеет метаморфическое происхождение.

Расслоенность руды, выраженная чередованием тонкозернистых сульфидов и барита в линзах и согласная со слоистостью вмещающих пород, а также локальное переслаивание рудного вещества с туфовыми алевролитами свидетельствуют об осадочном происхождении руд. Эту же точку зрения подтверждает языковидное сопряжение сульфидов и оолитовидного марганцевистого карбоната. Изотопное изучение серы показывает, что сульфиды и барит Розбери обогащены тяжелым изотопом ^{34}S.

Рисунок вертикальной зональности очень сходен с таковым в рудах Куроко и других стратиформных рудных месторождениях, которые считаются эксгаляционно-осадочными, например месторождения Раммельсберг, Хит-Стил и Буханс. Зональность, очевидно, отражает процесс фракционирования и освобождения металлов, связанный с фазой вулканической активности, которая повторялась на протяжении длительного геологического времени. Условия мелкого моря с ограниченной циркуляцией вблизи вулканического центра позволили металлам отлагаться и концентрироваться в спокойной обстановке.

Тщательную реконструкцию палеогеографии еще предстоит совершить, но детальное подземное картирование и построение разрезов по данным разведочного бурения уже сейчас позволяют сделать общие выводы.

Рудное тело Розбери образовалось в мелководном бассейне, возможно, в наиболее крупной из числа располагавшихся здесь прибрежных лагун, которые имели ограниченную связь с океаном. Слабая сортированность слан-

цев и алевролитов, высокое содержание в них кварца и отсутствие слоистости течения — все это свидетельствует о спокойной водной обстановке и наличии материала в виде находящихся рядом кислых вулканитов. Кристаллические туфы обычно приурочены к краевым зонам распространения глинистых сланцев и алевролитов и местами переслаиваются с ними, фиксируя тем самым периоды более активной вулканической деятельности. Однако отсутствие зон вулканических брекчий в нижележащих пирокластах говорит о том, что сильные фреатические взрывы паров, имевшие место в Куроко, в данном районе не были характерны для кембрийского вулканизма этой стадии. Предполагаемым источником ионов металлов могли быть эксгаляции фумарол. Эти эксгаляции просачивались через пористые риолитовые кристаллические туфы и разгружались в осадочном бассейне, где могли возникать сульфиды руд в результате смешивания массивных сульфатов и, возможно, присутствующих эвапоритов с металл- и серосодержащими растворами магматического происхождения. Затем могло происходить отложение сульфидов металлов барита путем непосредственного осаждения в результате того, что рудообразующие растворы попадали в условия более низких температур и давлений. Расслоенность руд по составу отражает изменения в процессе поступления различных металлов; кроме того, диффузия металлов сквозь неконсолидированный рудный материал также могла вызвать образование очень тонкой слоистости. Резкие верхние и нижние контакты рудных тел свидетельствуют о быстром начале и конце процесса разгрузки рудообразующих растворов. Поскольку скорость отложения руды была заметно выше, чем скорость поступления обломочного материала, то рудные тела образовывались в течение чрезвычайно короткого промежутка геологического времени.

Благодарности

Настоящая статья опубликована с разрешения Electrolytic Zinc Company of Australasia Ltd.

Автор желает выразить свою признательность сотрудникам геологического отдела рудника Розбери за их помощь в составлении данной статьи. В частности, автор благодарит А. Трупа, Д. Рейнхардта, Дж. Друэтта и Т. Лилликрапа.

Список литературы

1. *Brathwaite R. L.*, The geology of the Rosebery ore deposit, Ph.D. Thesis, University of Tasmania, 1969.
2. *Brathwaite R. L.*, The structure of the Rosebery ore deposit, Tasmania, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 241, 1972.
3. *Campana B.*, *King D.*, Palaeozoic tectonism, sedimentation and mineralization in west Tasmania, J. geol. soc. Aust., 10, 1963.
4. *Dallwitz W. B.*, Report on the geology of the Rosebery and Hercules mining area, Rep. to Electrolytic Zinc Co., Ltd., 1945.
5. *Finucane K. J.*, The geology of the ore deposits of the Rosebery district, Rep. geol. Surv. Tasm., Summarized in Chem. Eng. Min. Rev., Oct. and Nov., 1932, 1930.
6. *Hall G.*, *Cottle V. M.*, *Rosenhain P. B.*, *McGhie R. R.*, Lead-zinc ore deposits of Read-Rosebery and Mt. Farrell, In Geology of the Australian Ore Deposits, Ed. A. B. Edwards, 1145—1159, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
7. *Hall G.*, *Cottle V. M.*, *Rosenhain P. B.*, *McGhie R. R.*, *Druett J. G.*, Lead-zinc deposits of Read-Rosebery, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 485—489, Eighth Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
8. *Hall G.*, *Solomon M.*, Metallic mineral deposits, in Geology of Tasmania, J. geol. Soc. Aust., 9, 1962.
9. *Hall R. J.*, The geology of the Hercules Mine area, B. Sc. Hons Thesis, University of Tasmania, 1967.
10. *Hills L.*, The zinc-lead sulphide deposits of the Read-Rosebery district, published in there parts, Geol. Surv. Bull. Tasm., 19, 23, 31, 1915, 1919.

11. *Montgomery A.*, Report on the progress of the Mineral Fields in the neighbourhood of Zeehan, Rep. Sec. Mines Tasm., for 1895, 1895.
12. *Solomon M.*, The spilite-keratophyre association of west Tasmania and the ore deposits at Mt. Lyell, Rosebery and Hercules, Ph. D. Thesis, University of Tasmania, 1965.
13. *Waller G. A.*, Report on the ore deposits (other than tin) of North Dundas, Rep. Sec. Mines Tasm., for 1902, 1902.

Каптинс-Флат

Л. Девис

Общие сведения

В настоящее время уже заброшенный рудник Лейк-Джордж (149°27′ в. д. 35°36′ ю. ш.) располагается вблизи населенного пункта Каптинс-Флат (Новый Южный Уэльс), в холмистой местности на высоте примерно 915 м. Каптинс-Флат находится в 58 км к юго-востоку от Канберры.

Месторождение было открыто в 1874 г., разработка началась в 1882 г.; сначала отрабатывалась зона окисления на золото и серебро.

До 1937 г. добыча была относительно незначительной. Между 1937 и 1962 гг. компания Lake George Mines Pty. Ltd. извлекла свыше 4 млн. т руды со средними содержаниями цинка 10%, свинца 6%, меди 0,67%, серебра 56 г/т и золота 1,7 г/т. Рудник был закрыт в марте 1962 г. в связи с истощением запасов.

Геология района

Структура. Распространение силурийских пород ограничено грабеном шириной от 2 до 8 км, который окружен горстами из смятых метаосадочных пород ордовика, заключающих гранитные батолиты. Эта структура представляет собой южную часть трога Хилл-Энд, который протягивается в северном направлении примерно на 320 км.

Силурийские породы образуют синклинорий, замыкающийся как на севере, так и на юге. Складки и крупные разломы вытянуты в меридиональном направлении, и оси складок плавно погружаются, ундулируют и снова воздымаются. Падение очень крутое — от 70° до вертикального, местами перевернутое.

Осадочные породы ордовика смяты, вероятно, во время орогенеза Бенамбра в складки с меридиональным направлением осей. Формирование зон смятия, в конце концов ограничивших грабен, могло начаться рано и длиться продолжительное время. Наиболее интенсивные тектонические движения имели место после силура во время орогенеза Баунинг, когда вся площадь подверглась складчатости меридионального направления и возникли меридиональные зоны смятия и кливаж осевой плоскости. В самом конце возникли секущие разломы северо-западного направления.

Стратиграфия. На геологической карте в пределах силура выделены три стратиграфические единицы (рис. 1).

Самая нижняя из них — толща сланцев Коппер-Крик, состоящая в основном из осадочных пород, но заключающая в подчиненном количестве также вулканиты (вероятно, туфы и переработанные туфы). Породы этой

L. W. Davis, Senior Geologist, Electrolytic Zinc Company of Australasia Ltd.

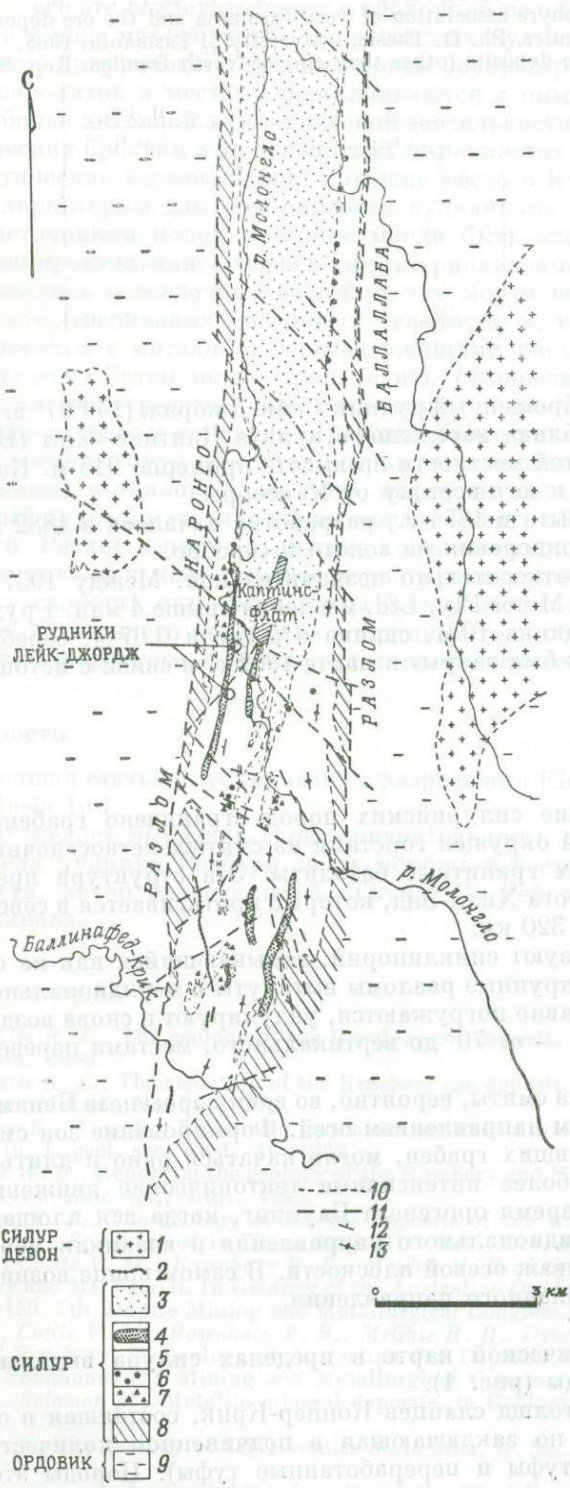


Рис. 1. Геологическая карта района Каптинс-Флат.

1 — гранит; *2* — долеритовые дайки; *3* — формация Каптинс-Флат. Вулканиты Кохинур: *4* — риолитовые кристаллические туфы; *5* — дацитовые, андезитовые кристаллические туфы; *6* — железистые роговики; *7* — агломерат. *8* — сланцы Коппер-Крик; *9* — метаосадочные породы; *10* — геологическая граница; *11* — система разломов и трещин; *12* — простирание и падение слоистости; *13* — простирание и падение сланцеватости.

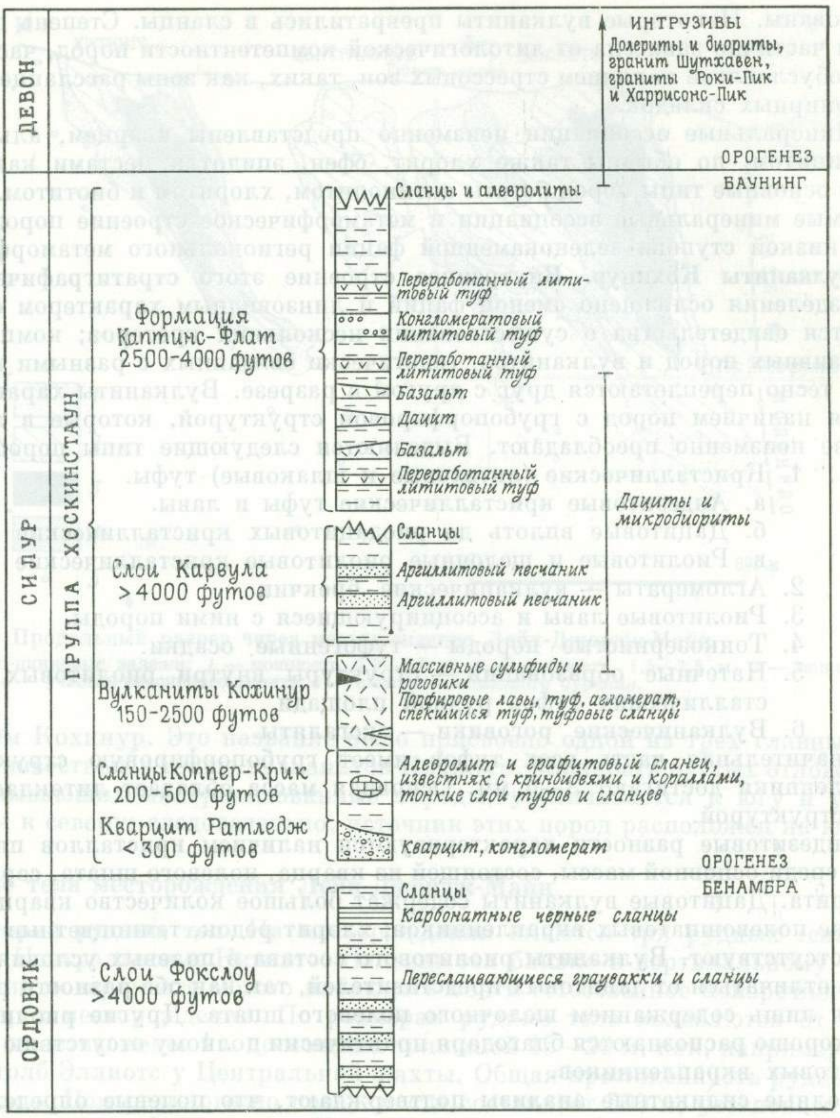


Рис. 2. Стратиграфическая колонка района Каптинс-Флат [6].

толщи слагают серию линз по краям синклинория. Вулканиты Кохинур, перекрывающие сланцы Коппер-Крик, содержат большое количество пород с грубопорфировой структурой, и их легко проследить в каждом крыле синклинория. К югу, очевидно, происходит сдваивание слоев в результате складчатости, но несомненно, что грубозернистые вулканиты следуют вдоль южного замыкания синклинория. Выше вулканитов Кохинур залегает формация Каптинс-Флат, состоящая преимущественно из сланцев и алевролитов с подчиненными вулканическими лавами и пирокластами и находящаяся в основном ядре синклинория (рис. 2).

Палеозойские породы Каптинс-Флат подверглись сильной деформации и несколько утратили свой первоначальный облик. Сланцы и тонкозернистые породы кливажированы в различной степени, в то время как кварциты, граниты и вулканиты в основном остались массивными или лишь слабо рас-

сланцованы. Некоторые вулканиты превратились в сланцы. Степень деформации частично зависела от литологической компетентности пород, частично была обусловлена наличием стрессовых зон, таких, как зоны рассланцевания и шарнирных складок.

Минеральные ассоциации неизменно представлены кварцем, альбитом и серицитом, но обычны также хлорит, сфен, эпидот и местами кальцит. Более основные типы пород богаты актинолитом, хлоритом и биотитом. Описываемые минеральные ассоциации и метаморфическое строение пород обязаны низкой ступени зеленокаменной фации регионального метаморфизма.

Вулканиты Кохинур. Внутреннее строение этого стратиграфического подразделения осложнено сменой фаций и линзовидным характером слоев. Имеются свидетельства о существовании нескольких кратеров; комплексы интрузивных пород и вулканитов, генетически связанных с разными кратерами, тесно переплетаются друг с другом в разрезе. Вулканиты характеризуются наличием пород с грубопорфировой структурой, которые в любом разрезе неизменно преобладают. Выделяются следующие типы пород:

1. Кристаллические (лититовые и шлаковые) туфы.
   а. Андезитовые кристаллические туфы и лавы.
   б. Дацитовые вплоть до риодацитовых кристаллические туфы.
   в. Риолитовые и щелочные риолитовые кристаллические туфы.
2. Агломераты — вулканические брекчии.
3. Риолитовые лавы и ассоциирующиеся с ними породы.
4. Тонкозернистые породы — туфогенные осадки.
5. Натечные образования — структуры внутри риолитовых кристаллических туфов рудной площади.
6. Вулканические роговики — эксгаляты.

Значительная часть всех туфов имеет грубопорфировую структуру: вкрапленники достигают 3—4 мм. Основная масса обладает литокластической структурой.

Андезитовые разности характеризуются наличием кристаллов плагиоклаза среди основной массы, состоящей из кварца, полевого шпата, серицита и хлорита. Дацитовые вулканиты содержат большое количество кварцевых, а также полевошпатовых вкрапленников; хлорит редок, темноцветные минералы отсутствуют. Вулканиты риолитового состава в полевых условиях могут не отличаться от дацитовых представителей, так как обе разности различаются лишь содержанием щелочного полевого шпата. Другие риолитовые типы хорошо распознаются благодаря практически полному отсутствию полевошпатовых вкрапленников.

Полные силикатные анализы подтверждают, что полевые определения обычно достоверны, но в то же время показывают, что преобладают промежуточные разности между риодацитами и риолитами, а настоящие дациты редки.

Считается, что зоны агломератов указывают на близость района развития кратеров или на наличие самих жерл. В значительной степени грубообломочный материал можно встретить к северу от рудника Лейк-Джордж. Зоны тянутся почти от основания разреза, через весь разрез вплоть до кровли фации. В районе Маунт-Болдуин более ярко выраженный агломератовый материал можно проследить на протяжении примерно 2000 м. В других местах агломераты присутствуют в меньшем количестве.

Особо важное значение имеют прослои туфовых осадков и роговиков, хотя их количество невелико. Они будут рассмотрены ниже.

Толща вулканитов Кохинур образована перемежающимися вулканическими эффузивами, возможно генетически связанными с различными площадями развития жерловых построек. Сульфиды Лейк-Джордж относятся к пачке вулканитов, источник которых, очевидно, связан с агломератами, распространяющимися от рудника на 800 м к северу в район, известный под наз-

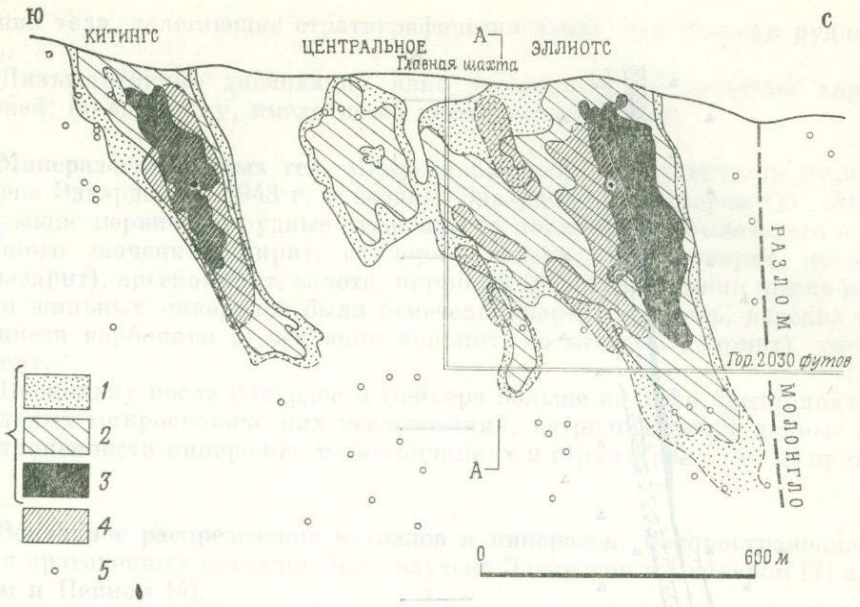


Рис. 3. Продольный разрез через месторождение Лейк-Джордж-Майн.

Свинцово-цинковые залежи: *1* — мощность 0,3—1,5 м, *2* — мощность 1,5—7,5 м, *3* — мощность > 7,5 м; *4* — участки массивного пирита; *5* — скважины алмазного бурения.

званием Кохинур. Это название было присвоено одной из трех главных фаций [1], известных в толще вулканитов Кохинур. Мощность пустых отложений-перекрывающих минерализованные породы, увеличивается к югу и умень, шается к северу; следовательно, источник этих пород расположен на юге.

Рудные тела месторождения Лейк-Джордж-Майн

Форма рудных тел. На месторождении имеются три рудных тела: Эллиотс, Центральное и Китингс. Падение тел близко к вертикальному, и поэтому на поверхности можно наблюдать почти естественное поперечное сечение через месторождение. По размерам рудные тела колеблются от узких тел мощностью менее 1 м до мощных толщиной 15—20 м, как, например, рудный столб Эллиотс у Центральной шахты. Общая протяженность рудных тел Эллиотс и Центрального по поверхности составляет 500 м; установлено также, что выходы рудного тела Китингс прослеживаются на протяжении примерно 300 м. Риолитовый кристаллический туф, стратиграфически расположенный под рудой, выдерживается в виде зоны мощностью от 80 до 100 м, которая, по существу, является зоной пиритизации. Пиритизация распространяется ниже линз массивных сульфидов на значительные расстояния — на 500 м к северу от залежи Эллиотс и на 1200 м к югу от рудного тела Китингс.

Рудные тела падают на запад под углами 80—87° и склоняются к северу под углами от 60 до 70° (рис. 3).

При рассмотрении широтного поперечного разреза через месторождение (рис. 4) видно, что наблюдаемый на руднике висячий бок в первичном залегании был лежачим и что имеется серия более мелких частично сближенных рудных линз; наблюдается также несколько тонких отдельных линз, обра-

[1] Описание распределения и литологии различных фаций и типов пород толщи вулканитов Кохинур в данной главе намеренно опущено.

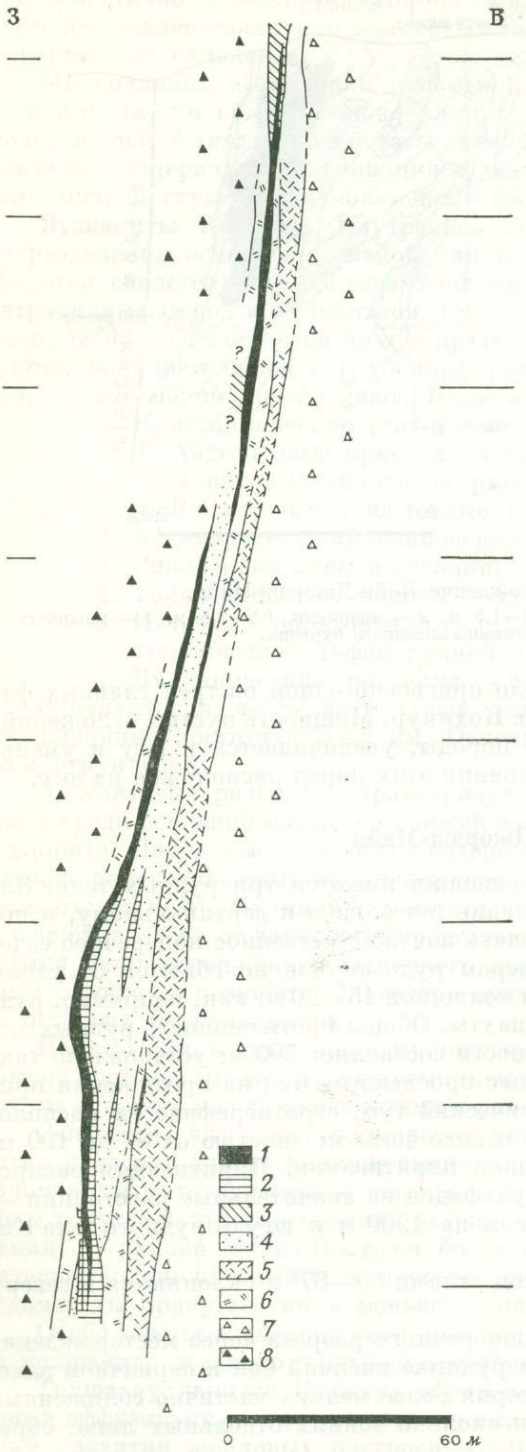


Рис. 4. Поперечный разрез 1700Ю через месторождение Лейк-Джордж-Майн.

Вид с севера; А — А на рис. 3 (по данным Геологической службы компании Lake George Mines Ltd.).
1 — залежь с содержанием Pb > 4%; *2* — залежь с содержанием Pb < 4%; *3* — пирит; *4* — сланец; *5* — лава; *6* — тонкозернистый туф, *7* — грубозернистый кислый туф (аркозовый), *8* — кристаллический (аркозовый) тонкозернистый туф.

зующих тела, залегающие стратиграфически выше, чем главная рудная залежь.

Дизъюнктивные дислокации явно усложняют линзовидный характер залежей; по-видимому, имело место некоторое смещение.

Минералогия рудных тел. Микроскопически и аналитически руда была изучена Эдвардсом в 1943 г. и позднее Эдвардсом и Бейкером [21]. Описаны следующие первичные рудные минералы (в порядке их убывающего количественного значения): пирит, сфалерит, галенит, халькопирит, теннантит (тетраэдрит), арсенопирит, золото, пирротин (редок) и станнин (очень редок). Среди жильных минералов были отмечены кварц и кремень, изредка встречающиеся карбонаты (в основном кальцит, но местами доломит), хлорит и серицит.

Поскольку после Эдвардса и Бейкера больше не было предпринято значительных микроскопических исследований, петрологические данные о распространенности минералов, их ассоциациях и структурах здесь не приводятся.

Зональное распределение металлов и минералов. Распространение цветных и драгоценных металлов было изучено Эдвардсом и Бейкером [2] и Глассоном и Пейном [4].

Распределение пирита. Значительные количества пирита присутствуют в богатой цинково-свинцовой руде. Полосчатые пирит-сфалеритовые участки содержат более 50% пирита. Пирит постоянно сопровождает минералы цинка и свинца.

Интенсивная пиритизация наблюдается на западной стороне рудных тел, тогда как на их восточной стороне пирит постоянно отсутствует. Пиритизация может иметь форму рассеянно-кристаллической вкрапленности и очень тонких прожилков, которые в сумме составляют небольшой процент от общего веса породы, но распространяются стратиграфически ниже рудных тел на расстояния от 75 до 90 м. Большое количество пирита приурочено к тонким неправильным кварцевым жилкам. Даже в такой рассеянной форме пирит образует небольшие скопления в виде прожилков, которые в общей массе проявляются в виде вытянутых прослоев, параллельных другим геологическим элементам, например тончайшим слоям кремнезема, которые интерпретируются как кремнистый туф (натечные отложения источников). Эти отложения толщиной до 15 м и длиной в несколько метров по составу представляют собой тонкую смесь кварца и серицита и внешне похожи на роговик. Строгий параллелизм — важная их особенность, которая указывает на первично-осадочное происхождение.

Непосредственно вблизи рудных тел имеются большие концентрации пирита в виде различных слоев: от очень тонких прослоев до почти сплошных слоев мощностью более 50 см. Наблюдается также много разновидностей пиритовых слоев, различающихся по отношению жильных составляющих (в основном кремнистого туфа) внутри слоев к массивному пириту. На рудничных планах показано проявление массивной пиритовой минерализации к западу от главных очистных выработок в рудном теле Китингс, а также к югу от мощной части рудного тела Эллиотс. На продольном разрезе через месторождение (рис. 3) выделенные основные участки массивного пирита обнаруживают отчетливую связь с залежами, богатыми цинком и свинцом.

Распределение цинка, свинца, серебра и золота. Контакт рудных тел более резко выражен на восточной стороне. Наиболее высокие содержания свинца, цинка и серебра также приурочены к восточной стороне и постепенно снижаются к западной. В восточных частях залежей отмечается содержание свинца в пределах от 4 до 7%, тогда как в западных оно чаще составляет

1—4%. Возможно, это связано с уменьшением количества пирита и (или) кремнезема в западных частях рудных тел, что особенно очевидно на севере залежей Эллиотс и Китингс, однако на юге залежи Эллиотс и Центрального рудного тела такая зональность не проявлена. Сфалерит и галенит неизменно находятся в тесной ассоциации, поэтому отмечаются относительно узкие пределы колебаний отношения цинка к свинцу — от 1,2 : 1 до 2 : 1.

Распределение меди. Участки с содержаниями меди более 0,5% всегда приурочены к западным флангам рудных тел. В нашем распоряжении имеются контурные планы опробования для двух рудных столбов на горизонтах «1230 футов» и «1390 футов». По приведенным данным не вырисовывается сколь-нибудь определенная картина. Возможно, это, в частности, связано с выбранной системой опробования и способом графического изображения результатов: на плане участок с наименьшим содержанием меди ограничен изолиниями 0,5—1,5% и здесь сосредоточено подавляющее большинство полученных аналитических данных; на этом участке имеется лишь несколько ограниченных по размерам линз с высокими содержаниями металла.

Если планы опробования на медь и свинец рассматривать совместно, то приуроченность наибольших количеств меди к западным частям рудных тел станет очевидной.

Более интенсивное развитие медной минерализации наблюдается западнее главного рудного тела Китингс; она проявляется в виде халькопирита среди обширного поля пиритовой минерализации. С сульфидами ассоциируются значительные количества роговиков. Эта минерализация известна под названием «меднорудное тело висячего бока». Наибольшего развития она достигает между горизонтами «1500 футов» и «1710 футов».

Слоистость в руде. *Макрослоистость.* Минерализованная зона может быть подразделена следующим образом:

1. Широкая западная зона с бедной пиритовой минерализацией мощностью 75—90 м. Находится стратиграфически ниже массивных сульфидов. В верхней части зоны встречается редкий халькопирит.

2. Массивный до густо вкрапленного пирит, местами с халькопиритом и редкими сфалеритом и галенитом. Образует линзы и слои мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров, составляющие пачку общей мощностью около 15 м. Слои *1* и *2* соприкасаются, не имея резкого контакта.

3. Основная часть массивных руд непосредственно выше слоя *2*, представленная слоистой пирит-сфалеритовой зоной, которая может достигать мощности в несколько метров.

4. Часть основных рудных залежей у их геологического висячего бока, где руда очень богата сфалеритом и галенитом. В действительности это также мелкие линзы сульфидной руды, залегающие стратиграфически выше основной залежи.

Мелкая слоистость. Слоистость, соразмерная минеральным зернам, проявлена внутри массивных сульфидов и колеблется по мощности от долей миллиметра до нескольких сантиметров. Она особенно характерна для пирит-сфалеритовой зоны, но и залегающий под ней массивный пирит также часто расслоен.

Поскольку пирит-сфалеритовая зона имела важное промышленное значение, характер ее слоистости был хорошо изучен. Тонкая слоистость зоны образована чередованием прослоев, богатых пиритом и сфалеритом, и изменяется от нитевидных слоев до слоев мощностью в несколько миллиметров.

В сфалерит-пиритовой слоистой руде и в массивной серноколчеданной руде местами встречаются слои, обогащенные халькопиритом, а иногда также слои, в которых преобладает галенит.

Детальное обсуждение проблемы происхождения слоистости здесь невозможно; отметим только, что предпочтение отдается больше осадочному процессу (химическому осаждению), нежели процессу гидротермального селективного замещения или метаморфизму.

Сульфатная и карбонатная минерализация. *Барит.* Прежними исследователями были установлены значительные количества барита в лежачем (стратиграфически) боку залежи Эллиотс.

На поверхности баритовые жилы обнажаются в элювии вблизи залежи Эллиотс, а сланцы Эллиотс в районе северной части одноименной залежи содержат более 10% тонкозернистого барита, импрегнирующего рассланцованную породу.

Установлено, что в некоторых участках железной шляпы у Центральной шахты (залежь Эллиотс) встречаются небольшие линзы и линзовидные прожилки барита. Здесь баритовые тела залегают параллельно слоистости.

Карбонат. Карбонатная минерализация не была обнаружена на поверхности месторождения. Ее наблюдали лишь в прозрачных шлифах в виде незначительных вторичных образований.

Ниже границы промышленных руд (т. е. на значительной глубине от поверхности) рудный горизонт представлен роговиками и доломитами. На плане горизонта «1710 футов» по рудному телу Китингс проявлена форма тел «доломитовой породы» и соотношение их с сульфидной рудой. Это массивные линзы, в настоящее время смятые в складки.

Можно провести прямое сравнение рассматриваемого месторождения с месторождением Розбери (Тасмания), где крупные массивные линзы марганцевистых карбонатов приурочены к флангам цинково-свинцового рудного тела и продолжаются за пределами сульфидной залежи. На Каптинс-Флат массивный карбонат в изобилии встречается в области выклинивания по падению рудного тела Китингс.

Контроль отложения сульфидов

Возможно, что форма рудных столбов, как это видно на разрезе, отражает топографию местности в момент рудоотложения, а также, по-видимому, свидетельствует о существовании здесь фумарольного кратера линейного характера. Соотношение пирита лежачего бока и цинково-свинцовых залежей отчетливо видно на рис. 3 — в центральной части этот сульфид железа располагается ниже цинково-свинцовой руды. Массивный пирит, видимо, представляет зону, по которой поступали минерализующие флюиды. Пирит осаждается намного легче, чем другие сульфиды, и можно полагать, что он отлагался быстрее всего.

Выделившиеся флюиды с высоким содержанием металла и повышенной плотностью могли стекать по склонам и, следовательно, концентрироваться в областях с отрицательным рельефом. На разрезах через месторождение Лейк-Джордж-Майн и, в частности, на разрезе 1700 Ю (рис. 4) видно, что «сланцевая пачка» (возможно, роговик или сильно окремненный вулканит) резко уменьшается в мощности с обоих концов. Такая форма, по-видимому, прямо указывает на сокращение осадконакопления по краям бассейна. Более того, эта пачка имеет плоскую верхнюю поверхность и дугообразную нижнюю, выгибающуюся в западном направлении.

В разрезе 1700 Ю массивный пирит приурочен к вероятному топографически возвышенному участку, т. е. к вполне подходящему месту для выхода фумарольного источника. Главная залежь увеличивается по мощности в на-

правлении к центру этой топографической депрессии. Металлсодержащие флюиды, богатые цинком и свинцом, изливались на поверхность в области зоны массивного пирита и затем аккумулировались в прилегающем бассейне.

Рудный горизонт

Сульфидные залежи обнаруживают зональность в расположении минералов и металлов вкрест стратиграфического простирания, в то время как тонкая расслоенность руды и характер окончания рудосодержащих пачек свидетельствуют о том, что имели место осадочные процессы. Осадочная фаза, по-видимому, была в конце цикла формирования фации Кохинур. Каждый из немногих туфовых слоев — Китингс, Эллиотс или рудный сланец — располагается вблизи сульфидов, а также дальше по их простиранию.

На участке Эллиотс и в 200 м севернее выхода рудной залежи имеются все постепенные переходы от пород, содержащих 10% алевритовых компонентов, до настоящих алевролитов, в состав которых входят лишь 5—30% глинистого материала. Встречающиеся интервалы чередующихся алевролитов и сланцев, вероятно, свидетельствуют об отложении в водных условиях. Наличие в некоторых образцах спорадических ксенокристаллов (обычно 2—3%) и мелких обломков пород указывает по крайней мере на некоторую вулканическую активность.

Южнее осадочные или туфовые отложения имеют более значительную мощность, чем на месторождении. Это говорит о том, что осадкообразование протекало здесь в более глубокой части бассейна. По направлению к северу от рудника породы постепенно уменьшаются по мощности вплоть до полного выклинивания.

Используя маркирующие слои, можно было проследить горизонт в северном направлении за пределами распространения осадочных отложений, и в этом районе был найден массивный железистый роговик («яшма») в виде линз длиной около 100 м и мощностью от 5 до 10 м.

Эта порода состоит на 95% из тонкозернистого (<0,03 мм до 0,25 мм) кварца мозаичной структуры, который и определяет ее роговиковый облик; остальные 5% породы представлены небольшими количествами эпидота, белой слюды и рудных минералов. Исследование полированных шлифов показало, что бóльшую часть минералов составляет мартитизированный октаэдрический магнетит.

Роговик и сульфиды могли образоваться одновременно; с другой стороны, роговик может состоять из кремнезема, эманации которого появились примерно в то же время или даже вместе с цветными металлами, но сам кремнезем был принесен в растворе до того, как химические условия стали благоприятными для осаждения. Небольшие тела роговика имеются и в руде (Пейн, личное сообщение, 1972). Железистый роговик был найден также в ряде других мест, и он неизменно располагается в нескольких местах ниже контакта с перекрывающей формацией. Если не было интенсивной эрозии до отложения формации Каптинс-Флат, то можно полагать, что роговик является самой нижней частью толщи вулканитов Кохинур. Такую стратиграфическую позицию может занимать горизонт, в котором были сформированы и сульфиды и роговик.

Заключение

Рудные тела месторождения Лейк-Джордж-Майн, вероятно, сформировались в условиях осадконакопления после активных эксгаляций из фумарол, которые были частью системы вулканических кратеров. Эксгаляция

кремнезема и металлов, по-видимому, относилась к более поздней фазе развития вулканического центра (к северу от рудника в районе Кохинур), который, эволюционируя, сначала экструдировал дацитовые и риодацитовые туфы. Их сменили риолитовые туфы, в которых кремнезем и пирит отложились в виде натечных образований. Последние подтверждают существование в то время фумарол и условий мелководного бассейна. Наконец, произошла эксгаляция металлсодержащих флюидов, которые попадали в восстановительную обстановку, благоприятную для осаждения из них растворенных компонентов. Хотя транспортировку растворов от места их излияния нельзя не учитывать, тем не менее характер минеральной зональности в пределах сульфидных залежей и ограниченная площадь распространения относительно мощных сульфидных тел свидетельствуют о том, что перенос был не на большие расстояния и он контролировался топографией дна бассейна. Поскольку кремнезем и другие минералы способны оставаться в растворе, они могли транспортироваться на значительные расстояния, прежде чем окончательно выпасть в осадок.

Обширная эксгаляция минерализаторов могла действительно иметь место, но если эксгаляты цветных металлов сразу попадали в окислительную обстановку, то отлагаться в состоянии были только роговик и небольшое количество железа. Принимается, что во время формирования сульфидов существовали лагунные условия и была типичная обстановка вулканизма континентальных окраин, который охватил бóльшую часть региона. Наличие туфовых отложений и сульфидов на месторождении отражает затухание вулканической деятельности и осадконакопление в спокойных восстановительных условиях. Возможно, что железистый роговик свидетельствует о таких же вулканических условиях, но в окислительной обстановке мелководья.

Благодарности

Данная статья была составлена в результате наблюдений над геологоразведочными работами, проводимыми Electrolytic Zinc Company of Australasia Ltd., и опубликована с разрешения этой компании. Автор выражает особую благодарность К. Хасламу, который оказывал постоянную помощь, давал консультации и тщательно прочитал рукопись, многочисленному отряду геологов, которые проявили очень важное для автора внимание к его работе, а также И. Скотта за значительную помощь в петрологических вопросах.

Список литературы

1. *Davis L. W.*, Geological report on M.E.L. 103, unpublished company report, Electrolythic Zinc Company of Australasia Ltd., 1972.
2. *Edwards A. B.*, *Baker G.*, The composition of the lead-zinc ores at Captains Flat, II, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., **170**, 103—131, 1953.
3. *Glasson K. R.*, Geological report Lake George Mines Pty. Ltd., Captains Flat, N.S.W., 1952.
4. *Glasson K. R.*, *Paine V. R.*, Lead-zinc-copper ore deposits of Lake George Mines, Captains Flat, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 423—431, 8th Comm. Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
5. *Haslam C. O.*, *Davis L. W.*, The geological setting of the Lake George Mine orebodies, Captains Flat, New South Wales, 44th ANZAAS Cong., Sydney, 1972.
6. *Oldershaw W.*, Geological and geochemical survey of the Captains Flat area, New South Wales, Rep. Bur. Min. Resour. Geol. Geophys. Aust., 101, 1965.
7. *Scott I. F.*, *Fander H. W.*, Numerous petrological reports to Electrolytic Zinc Company of Australiasia Ltd., 1969 to 1972.
8. The Staff, The Lake George Mines at Captains Flat in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 910-920, 5th Empire Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.

Вудлон

Э. Мелоун, Ф. Олджерс, Ф. Куччи, Т. Николас, У. Мак-Кей

Общие сведения

Месторождение Вудлон расположено в районе 35°04′ ю. ш., 149°34′ в. д. на высоте 800 м над уровнем моря, на Южном плато (Новый Южный Уэльс). Оно находится в 12 км от Тараго (станция на железнодорожной линии Сидней — Кума), в 50 км от Гоулберна и в 75 км от Канберры (рис. 1).

Рудное тело залегает в нижней части Большого Водораздельного хребта между бассейном озера Джордж на западе и реками Шолхейвен и Вуллондилли на востоке. Месторождение располагается под небольшой пологой вершиной северного конца более резко выраженного в рельефе гребня. Климат характеризуется теплым или жарким летом и долгой холодной зимой; в течение всего года обычны сильные западные ветры. Годовое количество осадков около 70 см; иногда выпадают неожиданные ливневые дожди.

Площадь Гоулберн — Тараго стала объектом поисково-разведочных работ в феврале 1967 г. в связи с перспективностью колчеданного месторождения типа Каптинс-Флат. Просьба о лицензии на разведку была подана 29 марта 1967 г. и удовлетворена 28 ноября 1968 г. При рекогносцировочном опробовании вдоль полотна железной дороги, начатом в этом районе в конце 1967 г., уже были обнаружены первые признаки месторождения Вудлон. В ходе дальнейших работ было обращено внимание на заброшенные шахты и выходы железной шляпы. Интенсивные поисковые работы развернулись после получения лицензии. Опробование по сетке выявило в мае 1969 г. геохимическую аномалию. Затем в июле и августе 1969 г. последовали поиски методом вызванной поляризации и в августе и сентябре 1969 г. была произведена геологическая съемка на основе мензульной топографической карты

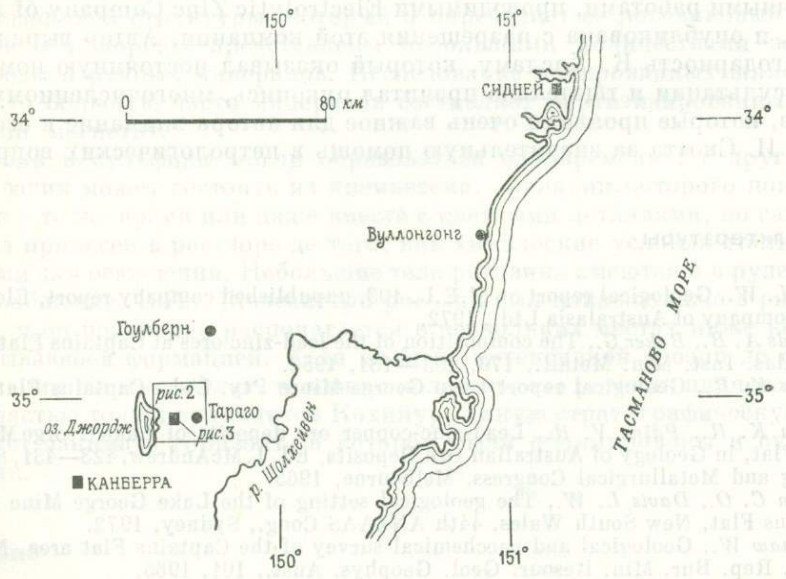


Рис. 1. Обзорная карта.

E. J. Malone, F. Olgers, F. G. Cucchi, T. Nicholas, W. J. McKay, Geological staff, Jododex Australia Pty. Ltd.

масштаба 1 : 2400. Выполнение программы бурения для проверки геохимических и геофизических аномалий было начато в ноябре 1969 г. Первая скважина-«открывательница» (вторая по порядку программы бурения) на глубине 73,76—98,15 м прошла 24,39 м по массивным сульфидам со средними содержаниями меди 1,45%, свинца 7,0% и цинка 18,0%.

Примерные размеры месторождения были установлены по данным 20 разведочных скважин, 13 из которых подсекли рудное тело. Позже было пройдено 86 скважин по 30-метровой сетке. Они дали дополнительные сведения о границах рудного тела и природе минерализации, а также позволили провести технологическое опробование различных типов руды. В феврале 1972 г. в глубокой траншее, пересекающей рудное тело, была взята средняя валовая проба с одной части главной линзы массивных сульфидов, чтобы провести предварительные металлургические испытания в заводских условиях. В период с июля по ноябрь 1972 г. для последующих металлургических испытаний были взяты представительные пробы, отобранные из трех шахт и двух квершлагов.

Геология района

Силурийские кислые вулканические породы, вмещающие месторождение Вудлон, являются частью нижнепалеозойского разреза геосинклинали Лаклан. Осадочные отложения верхнего ордовика, осадочные отложения и кислые и средние вулканические породы среднего — верхнего силура и осадки нижнего девона обнажаются непосредственно в районе Вудлон. Все породы разреза сильно деформированы, подверглись метаморфизму вплоть до нижней зеленосланцевой фации и интрудированы верхнесилурийскими долеритами и девонскими гранитами. Распространение этих пород показано на рис. 2.

Разрез *верхнего ордовика* сложен правильно чередующимися тонко рассланцованными песчаниками и глинистыми сланцами, аспидными сланцами и филлитами. Песчаники обычно косослоисты и содержат рассеянные чешуйки мусковита. Слои граптолитсодержащего черного аспидного сланца вблизи верхов разреза подчеркивают сложную геологическую структуру района Вудлон.

Отложения *среднего — ве́рхнего силура*, перекрывающие ордовикские породы со слабым угловым несогласием, характеризуются быстрой сменой фаций.

На юге они представлены чередованием известняка, черного сланца, лититового песчаника, кристаллического литокластического туфа и тонкозернистого туфа.

На востоке вблизи Тараго переслаивающиеся спекшийся туф и кварцевый песчаник перекрыты граувакко́й и глинистым сланцем.

В северной и центральной частях площади в окрестностях Вудлона разрез в основном вулканический, состоит из спекшегося туфа, агломерата, риолита, дацита и подчиненных осадочных отложений и перекрывается андезитовыми вулканитами и спилитовыми подушечными лавами с некоторым количеством прослоев осадочных пород; на вулканических породах с незначительным несогласием залегает мощная толща переслаивающихся кварцевых песчаников и глинистых сланцев.

Отложения ордовика и силура интрудированы верхнесилурийскими долеритами.

Нижнедевонские породы лежат на более древних палеозойских отложениях с резко выраженным несогласием. Толща конгломератов Тараго в основании разреза сложена долинными отложениями и состоит из валунного, крупногалечного и галечного конгломерата, лититового песчаника, глини-

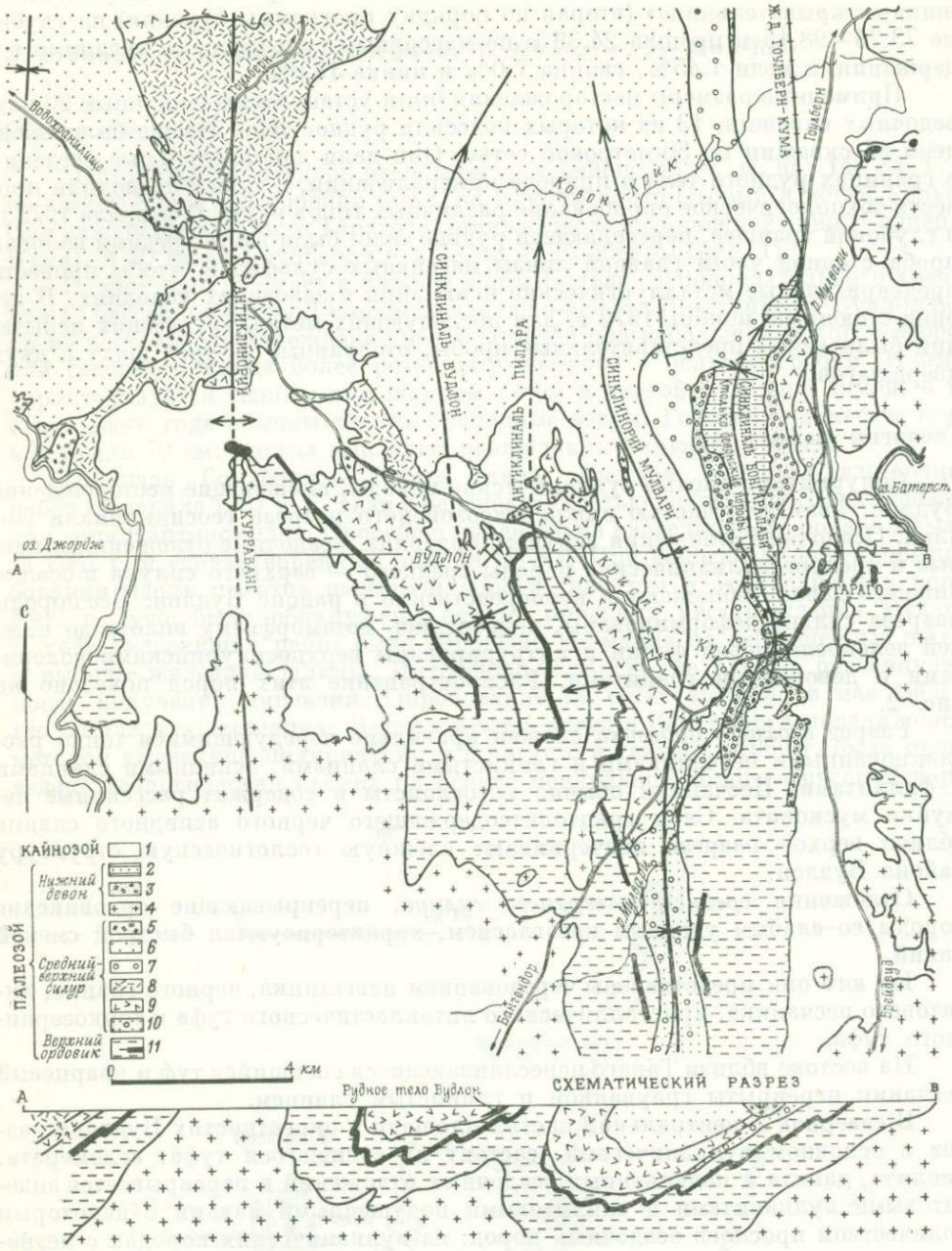


Рис. 2. Геологическая карта района.

1 — почвы, аллювий; *2* — лититовый песчаник, глинистый сланец, известняк; *3* — конгломерат, лититовый песчаник, глинистый туф; *4* — гранит, порфир; *5* — долерит, габбро; *6* — кварцевый песчаник, глинистый сланец; *7* — лититовый песчаник, глинистый сланец; *8* — андезит, спилит; *9* — риолит, дацит, спекшийся туф, агломерат, немного осадочных пород; *10* — лититовый песчаник, глинистый сланец, роговик, известняк; *11* — слюдяной песчаник, глинистый сланец, черный аспидный сланец.

стого сланца и небольшого количества туфа. Большинство обломков в конгломерате представлено окатанным ордовикским песчаником; местами в изобилии встречается галька из вулканического материала. Конгломерат перекрыт маломощной толщей содержащего органические остатки известняка, известковистого песчаника и алевролита.

Региональная структура района определяется антиклинорием Курраванг на западе и синклинорием Мулвари на востоке. Синклиналь Вудлон и антиклиналь Пилара являются главными складками второго порядка на крыльях этих структур. Обычна интенсивная, но мелкомасштабная деформированность пород, особенно в сводовой части антиклинория Курраванг.

Относительно слабое несогласие между отложениями ордовика и силура и заметное несогласие между девонскими породами и более древними толщами четко выявляются по характеру распространения пород разного возраста: силурийские породы залегают в трогах синклиналей и обрамляются отложениями ордовика, в то время как девонские породы, обычно не столь сильно деформированные, пересекают структуру, несогласно перекрывая и ордовикские и силурийские образования в восточном крыле синклинория Мулвари (рис. 2).

Внедрение гранитных интрузий в ядра антиклинория Курраванг и других региональных антиклинальных структур произошло в девоне, скорее всего в послераннедевонское время, так как в базальных конгломератах нижнего девона гранитный материал отсутствует.

Рудовмещающие породы

Рудовмещающий разрез месторождения Вудлон состоит из риолитовых туфов и лавовых потоков, туфовых сланцев, черных глинистых сланцев и более редкого роговика; в основании залегают хлоритовые и тальк-хлоритовые породы. Толща интрудирована силлами толеитового метадолерита, которые располагаются как выше, так и ниже рудного тела. Распределение и взаимоотношения этих типов пород показаны на рис. 3 и 4; их описание дается в табл. 1, а химическая характеристика приведена в табл. 2.

По возрасту разрез охватывает интервал от среднего до позднего силура, что обосновывается находками *Monograptus bohemica* в районе Вудлон и *Monograptus* sp. в черных глинистых сланцах к северу от рудной зоны [1].

Разрез висячего бока. Породы висячего бока интрудированы двумя силлами долерита, которые выклиниваются по падению к западу и по простиранию к югу.

Верхняя часть разреза висячего бока над верхним долеритом сложена риолитом, который перекрывает туфовые сланцы. Риолит состоит из вкрапленников субгедрального с бухтообразными углублениями кварца и измененного плагиоклаза, редких псевдоморфоз хлорита по роговой обманке и очень тонкозернистой плотной основной массы, представленной кварцем, плагиоклазом (возможно, альбитом), серицитом и хлоритом. Сильно разлистованные глинистые сланцы состоят из тонких линзовидных кристаллов и агрегатов кварца, обтекаемых серицитом и хлоритом. Небольшие эвгедральные выделения пирита рассеяны в сланцах и местами концентрируются вблизи краев кварцевых прожилков.

Сходная пачка туфовых сланцев мощностью от 10 до 60 м залегает между обоими долеритовыми силлами. В середине этой долеритовой пачки имеется белая до голубовато-серой жильная глинка, распространение которой ограничено по латерали. По падению к западу сланцы переслаиваются и перекрываются грубозернистыми окремненными риолитовыми спекшимися туфа-

Таблица 1

Основная минералогическая и текстурная характеристика рудовмещающих пород Вудлона

Тип породы	Состав		Цвет	Примечания
Риолит	*Вкрапленники*: кварц (корродированные кристаллы, реликтовые эвгедральные очертания); плагиоклаз (эвгедральные кристаллы; в основном корродирован по краям и внутри); роговая обманка и биотит (редкие реликты, обычно полностью измененные до хлорита) *Размер зерен*: 0,2—4,0 мм	*Основная масса*: криптокристаллические до микрокристаллических кварц, плагиоклаз, серицит и хлорит *Акцессорные*: сфен, эпидот, апатит, пирит	Светло-серый	Окремнение, серицитизация и обычно рассланцевание
Спекшиеся туфы	*Вкрапленники*: кварц (субгедральные кристаллы, обычно раздроблены и имеют бухтообразные углубления); плагиоклаз (редкий пертит) *Размер зерен*: 0,2—3,0 мм	*Основная масса*: микрокристаллические линзовидные агрегаты кварца, серицита и хлорита; пятна, состоящие из перемятых остаточных девитрифицированных обломков	Светлый оливково-зеленый до серого	Волнисто-слоистая текстура. Вокруг вкрапленников кварца обычны тени давления
Туфовые сланцы	Кварц, серицит, хлорит *Акцессорные*: пирит *Размер зерен*: $< 0{,}03$ мм	*Текстура*: плотная, компактная; кристаллы кварца имеют угловатые и линзовидные очертания	Серый	Уплощенные линзовидные кристаллы кварца, (?) девитрифицированные обломки и отчетливо ориентированный серицит
Черные глинистые сланцы	Кварц, серицит, хлорит; местами графит *Акцессорные*: пирит *Размер зерен*: $< 0{,}04$ мм	*Текстура*: обычно тонкосланцеватая, сечется прожилками кальцита и кварца	Темно-серый до черного	Пирит присутствует в виде рассеянных зерен, тонких согласных прослоев и (или) тонких примазок на плоскостях рассланцевания
Метадолерит	Тремолит/актинолит, плагиоклаз, хлорит, эпидот, кальцит *Акцессорные*: пирит, пирротин *Размер зерен*: < 1 мм до 4 мм	*Текстура*: субофитовая в средних частях до грубозернистых разностей	Зеленый до темно-зеленого	Местами рассланцован; размер зерен и текстура свидетельствуют об образовании интрузии на небольшой глубине

Таблица 2

Анализы рудовмещающих пород Вудлона

	Риолитовые лавы		Туфовые сланцы		Риолитовые спекшиеся туфы		Хлоритовые сланцы	Хлоритовый туф	Черные глинистые сланцы		Долерит		
	4249	4250	4251	4252	4253	4254	4255	4256	4144	4147	A	B	C
SiO_2	80,68	76,13	70,07	70,96	81,58	83,64	34,89	54,90	70,08	67,42	47,46	47,67	50,18
TiO_2	0,12	0,14	0,59	0,62	0,08	0,06	0,05	0,04	0,65	0,66	1,50	1,85	1,34
Al_2O_3	9,52	11,71	12,38	12,23	9,37	8,20	16,89	11,61	13,36	14,46	15,09	13,75	14,84
Fe_2O_3	0,66	0,54	1,25	1,18	0,19	0,18	1,42	1,64			2,37	2,27	2,44
FeO	0,72	1,05	3,49	3,26	1,53	1,29	3,69	0,75	2,88	3,24	8,08	3,51	6,61
MnO	0,02	0,02	0,10	0,09	0,01	0,01	0,27	0,17	0,05	0,06	0,20	0,27	0,17
MgO	0,89	1,44	4,05	3,71	0,92	1,37	29,67	20,81	2,43	2,94	9,09	9,50	7,93
CaO	0,42	0,23	0,43	0,24	0,01	0,01	0,10	0,15	0,68	0,02	8,83	8,51	9,47
Na_2O	2,50	2,70	0,05	0,05	0,08	0,06	0,08	0,08	0,30	0,10	2,75	2,82	3,11
K_2O	3,04	4,02	2,89	2,96	2,96	2,44	2,89	2,21	3,83	4,02	0,23	0,06	0,42
P_2O_5	0,03	0,03	0,25	0,16	0,01	0,01	0,04	0,03	0,18	0,07	0,16	0,18	0,16
S	0,04	0,02	0,28	0,41	1,07	0,76	0,19	0,03	0,04	1,85	0,24	0,36	0,03
H_2O^+	0,96	1,34	3,66	3,57	1,64	1,51	9,28	7,16	2,84	3,05	3,36	3,56	2,79
H_2O^-	0,17	0,20	0,21	0,23	0,22	0,17	0,45	0,20	0,17	0,24	0,08	0,08	0,13
CO_2	0,10	0,15	0,18	0,31	0,67	0,49	0,17	0,16	3,06	3,76	0,52	0,66	0,28
	99,87	99,72	99,88	99,98	100,34	100,20	100,08	99,94	100,55	101,89	99,96	100,05	99,90
	0,02	0,01	0,14	0,20	0,53	0,38	0,09	0,01	0,02	0,92	0,12	0,18	0,01
	99,85	99,71	99,74	99,78	99,81	99,82	99,99	99,93	100,53	100,97	99,84	99,87	99,89

Аналитик д-р Б. Чаппелл, Австралийский национальный университет, Канберра.

ми и вулканической брекчией. Спекшиеся туфы содержат вкрапленники кварца и реликты стекловатых обломков в перемятой слоистой основной массе тонкозернистого кварца, а также линзовидные прослои серицита. Брекчия имеет ограниченное распространение и содержит угловатые обломки порфирового риолита. Местами встречаются тонкие прослои роговика.

Пачка кварц-серицитовых сланцев мощностью около 10 м слагает непосредственно висячий бок большей части главного тела массивных сульфидов. Местами, к северу и по падению к западу, сланцы секутся долеритом. Они уменьшаются в мощности по падению и переслаиваются с толщей спекшегося туфа. Окремнение, хлоритизация и механическое нарушение сланцев в основном обязаны интрузии долерита. Контакт с массивными сульфидами обычно резкий и местами сечется кварцевыми жилами.

Разрез лежачего бока. Обширная хлоритизация отличает породы лежачего бока от пород висячего бока. Основными типами пород являются хлоритовые и хлорит-тальковые кристаллические сланцы, хлоритовые туфовые сланцы, окремненные хлоритовые спекшиеся туфы и графитовые сланцы. Долеритовый силл интрудирует разрез в интервале от 30 до 100 м ниже зоны массивных сульфидов.

Мощные, имеющие, по-видимому, ограниченное распространение массы хлоритовых кристаллических сланцев залегают под зоной массивных сульфидов. Эти сланцы обычно состоят только из клинохлора; серицит и тальк, как правило, редки, но в некоторых местах тальк обильнее, чем хлорит. Иногда присутствуют также халькопирит и пирит. Наличие вкрапленников

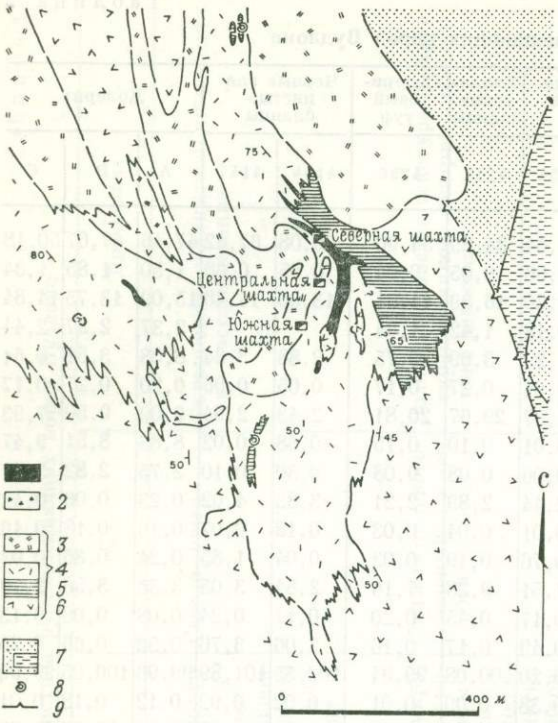


Рис. 3. Геологическая карта месторождения Вудлон (наносы сняты).

1 — железная шляпа; *2* — кварцевая жила; *средний — верхний силур*; *3* — долерит, *4* — глинистые сланцы, тонкозернистые кислые вулканиты, *5* — черные глинистые сланцы; *6* — грубозернистые кислые вулканиты; *верхний ордовик*: *7* — осадочные отложения и черные глинистые сланцы; *8* — места находок фауны; *9* — несогласие.

и их реликтов свидетельствует о том, что богатые хлоритом породы являются измененными вулканитами. Латерально и вверх по разрезу хлоритовые сланцы постепенно переходят в хлоритовые туфы и туфовые сланцы.

Темные графитовые сланцы встречаются в разрезе висячего бока на разных стратиграфических уровнях. К югу от рудной зоны пачка сланцев (мощностью от 6 до 15 м) располагается примерно на том же стратиграфическом уровне, что и главное тело массивных сульфидов. Мощный клин темно-серых до черных сланцев подстилает главную рудную зону, возможно, с некоторым структурным несогласием. Сланцы быстро выклиниваются к северу и югу, сменяясь туфами и туфовыми сланцами, хотя изолированные линзы черных сланцев встречаются по простиранию в направлении на северо-запад. Местами сланцы содержат пирит в виде тонких согласных прослоев, рассеянных мелких кристаллов или примазок по плоскостям рассланцевания.

Южное окончание рудной зоны. Породы рудовмещающего разреза к югу от главного тела массивных сульфидов сильно окремнены, особенно в основании разреза и на уровне, примерно стратиграфически эквивалентном сульфидному телу. В этой зоне окремнения породы разреза пересекаются минерализованными кварц-хлоритовыми прожилками; зона также содержит много линз массивных сульфидов и медной руды в хлоритовых сланцах.

Метадолериты. Силлы тонко- и грубозернистого метаморфизованного долерита занимают большой объем разреза висячего бока и проникают также глубоко в толщу лежачего бока. Минеральная ассоциация типична для зеленосланцевой фации регионального метаморфизма. Она представлена тесно сросшимися кристаллами тремолита — актинолита и измененного плагиоклаза, обусловливающими пятнистую текстуру. Кристаллы плагиоклаза альбитизированы и испещрены мелкими включениями агрегатов актинолита,

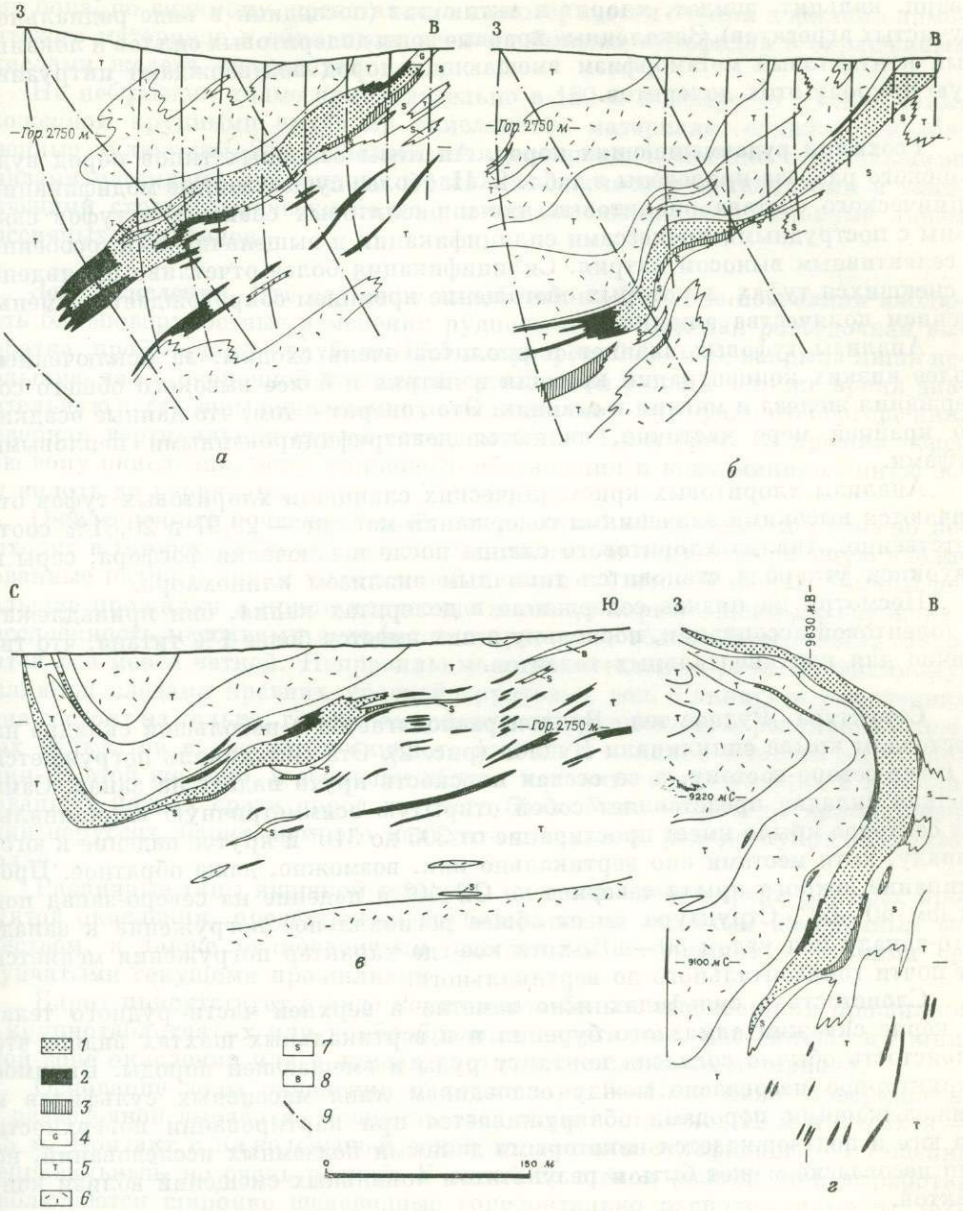


Рис. 4. Геологические разрезы и план горизонта 2750 м.

а — разрез по линии 9100 м С; *б* — разрез по линии 9220 м С; *в* — разрез по линии 9830 м В; *г* — план горизонта 2750 м (750 м над средним уровнем моря).
1 — массивные сульфиды; *2* — руда в туфе; *3* — руда в хлоритовом сланце; *4* — железная шляпа; *5* — туф; *6* — долерит; *7* — хлоритовый сланец; *8* — черный аспидный сланец; *9* — проекция скважины алмазного бурения.

хлорита и глинистых минералов. Среди вторичных минералов встречаются кварц, кальцит, эпидот, хлорит и актинолит (последний в виде радиально-лучистых агрегатов). Закаленные краевые зоны долеритовых силлов и локальный контактовый метаморфизм вмещающих пород подтверждают интрузивную природу этих долеритов.

Геохимия рудовмещающих пород. Анализы основных типов пород вудлонского разреза приведены в табл. 2. Наиболее существенные модификации химического состава риолитовых лав и риолитовых спекшихся туфов связаны с пострудными процессами силицификации и выщелачивания, особенно с селективным выносом натрия. Силицификация более отчетливо проявлена в спекшихся туфах, в которых обогащение кремнием сопровождается уменьшением количества алюминия.

Анализы туфовых сланцев и риолитов очень сходны, за исключением более низких концентраций кремния и натрия и более высокого общего содержания железа и магния в сланцах. Это говорит о том, что данные осадки, по крайней мере частично, являются девитрифицированными пепловыми туфами.

Анализы хлоритовых кристаллических сланцев и хлоритовых туфов отличаются высокими значениями содержаний магния — 29,97 и 20,81% соответственно. Анализ хлоритового сланца после исключения фосфора, серы и двуокиси углерода становится типичным анализом клинохлора.

Несмотря на низкое содержание в долеритах калия, они принадлежат к толеитовой ассоциации, поскольку в них имеется более 1% титана, что типично для континентальных толеитов.

Структура. Рудное тело Вудлон располагается в небольшой складке на восточном крыле синклинали Вудлон (рис. 2). Эта синклиналь погружается к север-северо-востоку, а ее осевая плоскость круто падает на запад. Сама мелкая складка представляет собой открытую асимметричную синклиналь. Ее северное крыло имеет простирание от 305 до 310° и крутое падение к юго-западу, хотя местами оно вертикально или, возможно, даже обратное. Простирание южного крыла северное до СВ 40° и падение на северо-запад под углом 40—60°. Структура имеет общее региональное погружение к западо-юго-западу под углом 50—60°, хотя кое-где характер погружения меняется от почти горизонтального до вертикального.

Слоистость в сульфидах ясно заметна в верхней части рудного тела. В керне скважин алмазного бурения и в вертикальных шахтах видно, что слоистость обычно согласна контакту руды и вмещающей породы. Видимое структурное несогласие между основанием линз массивных сульфидов и нижележащими породами обнаруживается при картировании поверхности на юге и подтверждается некоторыми данными подземных исследований, но это несогласие может быть и результатом локальных смещений вблизи контактов.

Рудное тело Вудлон

Поверхностные выходы. Выходы рудного тела на поверхность ограниченны. Обнажения железной шляпы, окруженные осыпью красно-бурых валунов окисленного материала, встречаются там, где главное тело массивных сульфидов переходит в медную руду лежачего бока. Редкие разбросанные валуны богатой баритом окисленной руды в глинистой железистой почве являются единственным свидетельством наличия главного тела массивных сульфидов. Окисленный материал, эквивалентный богатой медной руде в хлоритовом сланце, не обнаружен. Низкосортная минерализация руд лежа-

чего бока, по-видимому, представлена на поверхности слоями и жилами лимонитового материала и обильными следами бывших сульфидов в окрашенных окислами железа вулканитах.

На небольшом холме приблизительно в 180 м к северу от рудной зоны, сложенном крупными валунами окисленного материала, обнажаются обохренные вулканиты. Эта железная шляпа, вероятно, связана с небольшими линзами массивных сульфидов, переслаивающимися с вулканитами и занимающими стратиграфически более низкое положение, чем основные линзы массивных сульфидов.

Зона окисления. Две глубокие выработки на Вудлоне позволили наблюдать близповерхностные изменения рудного тела. Крупная разведочная выработка, пройденная до глубины 16,5 м в разрезе 9220 м С, вскрыла лишь небольшую часть первичной массивной сульфидной руды и в то же время значительную часть зоны окисления и зоны вторичного сульфидного обогащения. Северная вертикальная шахта сечением 1,8 × 1,2 м (рис. 3) прошла через всю зону окисления, зону вторичного обогащения и контаминированную зону вплоть до первичных руд.

Ожелезненный почвенный слой мощностью 1—3 м книзу постепенно переходит в гетерогенную ожелезненную глинистую зону, содержащую изолированные пятна и линзы уплотненной лимонит-гётитовой массы. Обычны небольшие прожилки и кристаллические желваки барита. Местами первичная расслоенность массивных сульфидов стирается и вблизи поверхности становится все менее четкой. Неправильные горизонтальные слои, по-видимому, являются следами древних уровней грунтовых вод. Глинистая окисленная зона состоит из талька, гётита, аморфного гидрата железа и различных сложных сульфатов и арсенатов окисного железа и свинца, а также минералов глин. В этой же зоне, в основном вблизи контакта висячего бока и в изолированных пятнах среди пород висячего бока, были встречены кристаллический церуссит, барит, немного малахита и азурита, редкие куприт и хризоколла.

Различные типы ящичной текстуры, сохранившейся среди плотных продуктов окисления, представлены грубозернистым ячеистым измененным веществом, а также мелкослоистым окисленным материалом с тонкими чешуйчатыми секущими прожилками.

Барит присутствует в виде коричневато-белых прослоев или прожилков и крупнотаблитчатых или ромбообразных кристаллов, рассеянных в глинистой зоне окисления или в линзах плотного окисленного материала.

Основание зоны окисления находится на 6—15 м ниже поверхности. В разведочной выработке мощность этой зоны составляет 12 м и в шахте — 7,5 м. Контакт с нижележащей зоной вторичного сульфидного обогащения неправильный, но очень резкий. В одной из стенок разведочной выработки наблюдаются широкие щелевидные горизонтально расположенные пустоты со сталактитами лимонита.

Зона вторичного обогащения. Процессы супергенного обогащения воздействуют на комплексную руду по-разному и на самой различной глубине, затрагивая те или иные части рудного тела. Бóльшая часть сведений о зоне вторичного обогащения получена в разведочной выработке и в северной шахте. В разведочной выработке она имеет мощность 1—2 м, состоит главным образом из рыхлой массы тонкозернистого пирита, халькозина, ковеллина, дигенита и залегает на плотных первичных массивных сульфидах, содержащих менее 5% супергенных сульфидных минералов. Процент вторичных сульфидов быстро убывает с глубиной и, по-видимому, сходит на нет на уровне 10 м ниже рыхлого слоя зоны цементации.

В северной шахте вторичная минерализация проникает на значительно бóльшую глубину, видимо, благодаря сочетанию ряда факторов: крутого залегания, следов небольшого перемятия и раздробления руды во время складчатости и слоистого характера этой руды в данном месте. Вторичная руда здесь состоит из мягкой тонкозернистой массы халькозина, ковеллина, дигенита, пирита и супергенного землистого галенита в сочетании с твердыми слоями первичных сульфидов, в меньшей степени подвергшихся процессам вторичного обогащения. Соотношения супергенных минералов меняются, и процент первичных сульфидов возрастает в зоне цементации с глубиной. Наибольшее содержание меди (до 20%) отмечено в верхней части этой зоны на глубине 6,5 м; ниже содержание меди падает, но возрастает концентрация свинца, видимо, в связи с появлением большого количества супергенного свинца в виде очень тонкозернистого, землистого галенита, покрывающего стенки пустот выщелачивания. Значительное воздействие процессов вторичного обогащения в северной шахте прослеживается до глубины 30 м от поверхности. По данным бурения слабые следы супергенных изменений отмечаются местами и ниже — до глубины 90 м.

Жильные минералы в рыхлой руде зоны вторичного обогащения представлены тальком, хлоритом, баритом и кварцем и обычно составляют не больше 10% от общего объема руды.

Зона первичных руд. Рудное тело Вудлон является сложным телом, состоящим из двух резко отличных друг от друга типов руд: комплексной руды, сложенной сульфидами меди, свинца, цинка и железа с существенным содержанием серебра, и медной руды лежачего бока, в которой медь является самым важным промышленным компонентом.

Больше половины запасов месторождения приходится на долю комплексной руды, и они составляют более 6 млн. т со средними содержаниями меди 1,6%, свинца 5%, цинка 14% и серебра 88 г/т. К комплексному типу руд относятся: 1) массивная сульфидная минерализация, встречающаяся в главной линзе массивных сульфидов, а также в немногих линзах в висячем боку на севере и в некоторых мелких линзах в лежачем боку на юге; 2) руда в туфах — минерализация сульфидов меди, свинца, цинка во вмещающих ее туфах в зонах, примыкающих к главной линзе массивных сульфидов или местами составляющих краевую часть этой линзы по ее падению; 3) комплексная руда в хлоритовом сланце — локальные зоны полиметаллических сульфидов во вмещающем их хлоритовом сланце, который подстилает главную линзу массивных сульфидов. Все эти типы руд можно видеть на рис. 4.

Запасы медной руды лежачего бока составляют около 4,5 млн. т со средним содержанием меди 1,4% и незначительными концентрациями свинца и цинка. В этой руде различаются три типа минерализации: 1) медная руда в хлоритовом сланце — это зоны богатой медной минерализации во вмещающей ее хлоритовой породе, местами заключающей более 10% меди; 2) штокверковая минерализация — минерализованные кварц-хлоритовые прожилки в породах южной части месторождения; 3) руда в туфе, представленная тонкими линзами и прерывистыми прослоями полиметаллических массивных сульфидов, по существу согласных с туфовой толщей южнее главного тела массивных сульфидов. Краевая часть этой главной линзы массивных сульфидов и примыкающая руда в туфах относятся к типу медной руды лежачего бока, поскольку на этом участке содержания свинца и цинка незначительны и главными сульфидами являются пирит и халькопирит (рис. 5).

Штокверковая минерализация с рассеянными тонкими линзами массивных сульфидов и рудой в хлоритовом сланце встречается в зонах непромышленного характера на южном конце основной рудной зоны. Этот тип минерализации распространяется на некоторое расстояние к югу и юго-

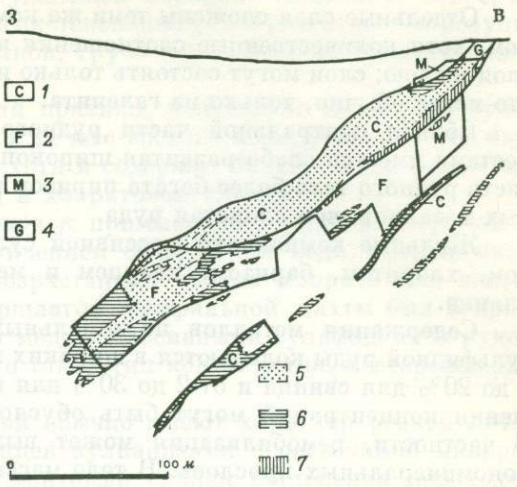


Рис. 5. Распределение типов руд в широтном разрезе по линии 9100 мС.

1 — комплексная руда (смесь пирита, сфалерита, галенита, халькопирита); *2* — медная руда лежачего бока (главным образом халькопирит, пирит); *3* — низкосортная руда (смесь сульфидов); *4* — железная шляпа; *5* — массивные сульфиды (все сульфиды составляют ≈ 75%); *6* — руда в туфе (до 25% сульфидов), туфовый жильный материал; *7* — руда в хлоритовом сланце (пирит, сфалерит, галенит, халькопирит или сфалерит, пирит).

западу за пределы промышленного рудного тела в породы, являющиеся стратиграфическим эквивалентом последнего. Эта минерализация оканчивается более резко на северном и северо-западном концах месторождения.

Комплексная руда. Минерализация массивных сульфидов. Линза массивных сульфидов, если не считать нескольких линз или языков в вулканитах, является единственным протяженным сульфидным телом, максимальная длина которого по простиранию (после спрямления его складчатой формы) составляет около 420 м, а длина по падению — около 300 м (рис. 4). Мощность линзы (исключая ее краевые части) колеблется примерно от 45 до 5 м. Резкие изменения мощности линзы, по-видимому, связаны с ее обычной и поперечной складчатой деформацией. В одном месте на основе полученных при бурении данных было выдвинуто предположение, что резкое утолщение рудного тела могло быть вызвано вторичной складчатостью, которую испытала сама линза.

Верхняя поверхность главной линзы представляет собой резкий, очевидно, согласный контакт с перекрывающими породами. В нескольких местах контакт пересекают кварцевые жилы, которые иногда привносят ремобилизованные сульфиды в примыкающие туфы или долериты. Эта верхняя поверхность с успехом используется в качестве стратиграфического маркирующего горизонта по всей рудной зоне. Она может быть прослежена по простиранию на 500 м к югу от рудной зоны, где она отмечена тонкими прерывистыми линзами полиметаллических сульфидов. Нижняя поверхность в основном представляет собой резкий контакт с неминерализованным лежачим боком; этот контакт заметен по резкому снижению общего содержания сульфидов при переходе к руде в хлоритовом сланце, которая подстилает главную линзу.

Массивная сульфидная руда обычно содержит около 75% или более сульфидов, представленных пиритом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом (которые перечислены в порядке уменьшения их количественной значимости), а также тетраэдрит-теннантитом, арсенопиритом, пирротином и станнином (составляют, возможно, менее 1%). Руда тонкозерниста, тонко- и грубослоиста или местами массивна. Наиболее характерной чертой ее является слоистость, особенно в верхней и нижней частях тела. Слои правильные, латерально простирающиеся, имеющие мощность примерно от 1 мм до 2 см. Они обычно согласны со слоистостью выше- и нижележащих туфовых толщ, если не считать локальных перегибов и складок.

Отдельные слои сложены теми же компонентами, что и рудное тело в целом, хотя количественные соотношения некоторых сульфидов варьируют от слоя к слою; слои могут состоять только из пирита, только из сфалерита или, что менее обычно, только из галенита.

Вблизи центральной части рудного тела руда более массивна, хотя местами имеется слабо развитая широкополосчатая текстура. Обычно же эта часть рудного тела более богата пиритом и содержит меньше сульфидов цветных металлов, чем слоистая руда.

Жильные компоненты массивной сульфидной руды представлены тальком, хлоритом, баритом, кварцем и местами тонкими линзами туфового сланца.

Содержания металлов по отдельным линиям опробования массивной сульфидной руды колеблются в широких пределах: от 0,3 до 4% для меди, от 1 до 20% для свинца и от 2 до 30% для цинка. Некоторые локальные повышения концентраций могут быть обусловлены ремобилизацией минералов. В частности, ремобилизация может вызвать образование грубозернистых мономинеральных прослоев. В теле массивных сульфидов концентрация металлов выше средних значений вблизи его южного конца, где, по-видимому, оно выклинивается, сменяясь медной рудой лежачего бока; и как раз на этом участке, особенно в медной руде, имеются существенные признаки ремобилизации сульфидов.

Обычно ремобилизация в теле массивных сульфидов приводит к образованию неправильных прожилков галенита и (или) халькопирита, секущих слоистость. Местами пирит и сфалерит подвергались брекчированию во время тектонических смещений, в то время как халькопирит и галенит, по-видимому, испытывали течение при перекристаллизации. Некоторые из прослоев грубозернистых сфалерита и галенита обнаруживают влияние поздней перекристаллизации, особенно прослои галенита.

Отдельные тела массивных сульфидов выше и ниже главной линзы в основном сходны с ней. Тонкие линзы массивных сульфидов, рассеянные в медной руде лежачего бока, вероятно, содержат повышенное количество хлорита, но в остальном очень похожи на главную линзу. Они, по-видимому, представляют собой линзу массивных сульфидов в миниатюре.

Руда в туфе. Этот тип минерализации примыкает к линзе массивных сульфидов или размещается у нижнего по падению края этой линзы. Он представлен переслаивающимися с вулканитами изолированными тонкими линзами и прожилками полиметаллических массивных сульфидов.

Комплексная руда в хлоритовом сланце. Данный тип минерализации ограничен локальными зонами мощностью в несколько метров, располагающимися непосредственно под главной линзой массивных сульфидов. Сульфиды составляют в общем менее 25% веса руды. Они обычно образуют в хлоритовой вмещающей породе пятна и линзы и, возможно, тектонически перемещены в хлоритовый сланец. Концентрации сланца и цинка ниже, а меди выше, чем содержания этих металлов в вышележащей линзе массивных сульфидов. В основном комплексная руда в хлоритовом сланце постепенно переходит в нижележащий неминерализованный хлоритовый сланец или хлоритовый туф.

Руда лежачего бока. Медная руда в хлоритовом сланце. Этот тип минерализации размещается под главной линзой массивных сульфидов или примыкает к ней и продолжается за ее границами к югу и западу. На юге тело массивных сульфидов выклинивается в массе медной руды в хлоритовом сланце. Такое языковидное выклинивание было зафиксировано в южной шахте.

Медные руды в хлоритовом сланце образуют удлиненные линзы мощностью до 15 м и размерами в плане, возможно, до 100 × 50 м. По-видимому,

линзы в основном согласны с окружающей породой. Полагают, что сама медная минерализация подверглась экстенсивной ремобилизации, в результате которой возникла сеть прожилков, грубо параллельных сланцеватости вмещающей породы.

Руда в хлоритовом сланце, как правило, подстилает массивные сульфиды или примыкает к ним; однако на юго-востоке обнаружена линза массивной сульфидной руды, которая, хотя и содержит больше меди, чем обычно, подстилает линзу медной руды в хлоритовом сланце.

Переход от массивных сульфидов к примыкающей руде в хлоритовых сланцах резкий и отличается увеличением содержания меди, уменьшением общего количества сульфидов и возрастанием объема хлорита как жильного минерала. В одном месте квершлагом центральной шахты был вскрыт тектонически осложненный контакт между массивными сульфидами и рудой в хлоритовом сланце; возможно, что такой тип контактов на месторождении обычен.

Контакты с вмещающей породой обычно имеют характер резкой литологической смены хлоритовых сланцев вулканитами с рассеянной минерализацией. Местами рудоносный хлоритовый сланец постепенно переходит в неминерализованный хлоритовый сланец.

Медная руда в хлоритовом сланце обычно содержит 25—30 вес.% и изредка более 50 вес.% сульфидов. Главными сульфидными компонентами являются пирит и халькопирит (почти в равной пропорции). Сфалерит иногда достигает 5 вес.%; галенита намного меньше. Тетраэдрит редок и часто ассоциируется со сфалеритом. Концентрация меди составляет в основном 3—5%, свинца — меньше 0,5% и цинка до 3%. Буровыми скважинами было подсечено несколько линз, в которых содержание меди было более 10%.

Штокверковая минерализация. Эта минерализация представлена сетью тонких (менее 10 см) кварцевых и хлоритовых прожилков, которые параллельны сланцеватости вулканитов или, реже, несогласны с ней. Она состоит на 2—10% из пирита, халькопирита и редкого сфалерита. Среднее содержание меди достигает 1,5%. Свинец и цинк обычно присутствуют в количествах менее 0,5%.

Генезис

Рудное месторождение Вудлон находится еще на слишком ранней стадии разведки, чтобы дискуссия о его генезисе приобрела бы истинное значение.

Несколько неглубоких выработок, пройденных с целью технологического опробования, позволили получить данные о природе линзы массивных сульфидов вблизи поверхности. Однако большинство данных о форме, размере, распределении и соотношении различных типов минерализации основано на интерпретации и корреляции сведений, добытых при алмазном бурении.

Можно только сказать, что рудное тело Вудлон, по всей вероятности, относится к вулканогенному типу колчеданных месторождений. Видимо, оно сходно с месторождением Каптинс-Флат в Новом Южном Уэльсе и Розбери в Тасмании и в некоторой степени с намного более молодыми и менее деформированными месторождениями Куроко в Японии.

Благодарности

Эта статья опубликована с разрешения компании Jododex Australia Pty. Ltd. Автор желает выразить благодарность сотрудникам этой компании, в частности Г. Чифали, Дж. Янгу, К. Квику и Л. Боттомеру за предостав-

ление основных данных для настоящей статьи и конструктивные критические замечания в процессе ее подготовки, Р. Хейнсу, бывшему сотруднику компании, который провел первые разведочные работы на Вудлоне, и Л. Шафферу за подбор и вычерчивание всех рисунков.

Список литературы

1. *Strurz D. L., Nicoll R. S.*, Palaeozoic fossils from the Tarago region, N.S.W., Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1973/15, 1973.

Месторождение H.Y.C. и другие месторождения района Мак-Артур-Ривер, Северная территория

У. Муррей

Общие сведения

Месторождение H.Y.C.[1] находится в районе Мак-Артур-Ривер, Северная территория (16°26′ ю. ш. и 136°6′ в. д.). Оно представлено относительно неглубоко залегающим среди среднепротерозойских сланцев стратиформным рудным телом средней мощностью 50 м. В плане его максимальная ширина 1,05 км и длина 1,65 км; запасы руды определяются цифрой порядка 200 млн. т при содержании цинка 10% и свинца 4%. Вмещающие осадочные породы практически неметаморфизованы; они никогда не подвергались какому-либо существенному тектоническому стрессу или напряжению, связанному с нагрузкой. Для этого района типичны структуры открытого бассейна и куполовидной складчатости, затронутые лишь простыми нормальными нарушениями.

Месторождение первоначально было установлено в 1955 г. одним пытливым полевым коллектором, проводившим в то время геохимическое опробование почвы по линии опорного разреза в пределах площади 60 × 60 км; эта площадь была выбрана для поисков свинцово-цинковой минерализации типа Маунт-Айза на основе данных региональной геологии и по соображениям, опиравшимся на сингенетическую теорию происхождения такого рода месторождений.

Пересекая маршрутом черные почвы поймы реки Мак-Артур, он заметил поблизости небольшой изолированный выход яшмы; осмотр показал, что в породе имеется значительное количество белых игольчатых кристаллов. Был взят образец, который позднее геологом партии был определен как гемиморфит. Однако в этом же году в районе были сделаны и другие более крупные находки, которые претендовали на приоритет открытия месторождения. Но только в 1959 г. было проведен первое алмазное бурение для проверки обнаруженного оруденения. По иронии судьбы яшма оказалась лишь выходом на поверхность пустого слоя брекчии, но зато эта же скважина вошла в кровлю цинк- и свинецсодержащих пиритизированных сланцев рудной залежи H.Y.C., которая находилась стратиграфически ниже на 20 м.

W. J. Murray, Regional Manager, Eastern Australia, Carpentaria Exploration Company Pty. Ltd.

[1] H. Y. C. (Here's your chance) — буквальный перевод «Здесь ваша удача».— *Прим. перев.*

Промышленному освоению этого крупного месторождения мешало несколько факторов, из которых главными были значительные технологические трудности, обусловленные исключительно тонкозернистым строением руды. В ожидании разрешения этих проблем объем разведочных работ на месторождении был ограничен тем количеством скважин, которое требовалось лишь для установления запасов. Поскольку поверхность коренных пород скрывалась под мощным слоем аллювия, было понятно, почему многие специфические черты месторождения и его окрестностей все еще оставались невыясненными.

Во время бурения с целью оконтуривания месторождения Н.У.С. была обнаружена мощная доломитовая рифовая фация, породы которой пальцеобразно переслаивались с рудовмещающими сланцами. В этом доломите были встречены проявления рассеянной минерализации. Ее выделили как объект будущего детального изучения в рамках программы дальнейших разведочных работ в районе. Геофизические поиски подтвердили возможность сульфидных скоплений, а увеличившийся благодаря роторному и алмазному бурению объем знаний о геологии района под наносами позволил оконтурить несколько перспективных небольших рудных тел.

Региональная геология

Месторождение расположено на восточном краю широкой (более 100 км) меридиональной рифтовой долины, которая развивалась во время формирования отложений группы Мак-Артур, входящей в среднепротерозойскую систему карпентария (рис. 1). Опускание дна рифтовой долины компенсировалось накоплением 5000 м мелководных отложений — карбонатных илов, алевритов и аренитов. В настоящее время обнажения имеются только на восточном краю долины, где она ограничена системой разломов Эму. Движения по этой системе происходили по крайней мере в течение среднего и позднего протерозоя, кембрия и мела, подтверждая ее тесные связи с крупным линеаментом фундамента. Дно долины слабо наклонено, местами горизонтально и нарушено лишь меридионально вытянутым срединным гребнем, образовавшимся

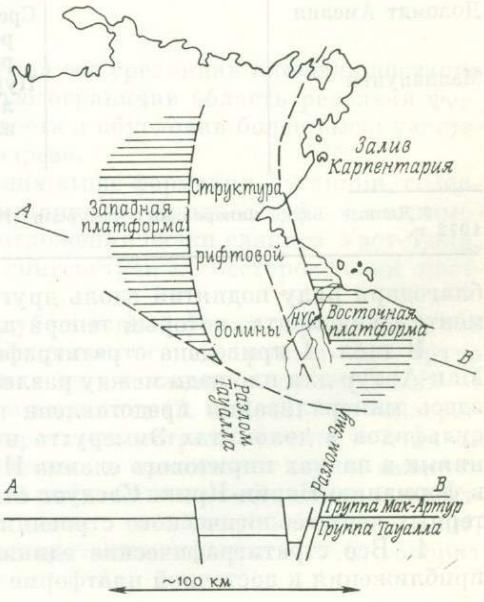


Рис. 1. Область отложений группы Мак-Артур.

Таблица 1

Стратиграфическая колонка подгруппы Умболуга группы Мак-Артур[1]

Формация	Пачка	Основные литологические черты
Доломит Риворд		Доломит с характерными желваками кремня, доломитовый песчаник и кремень, брекчия, туфы, местами строматолитовый доломит
	Пиритовые сланцы Н. Y. С.	Битуминозные и туфовые пиритовые сланцы и доломитовые сланцы; туфы; местами сортированные доломитовые арениты, доломитовые брекчии; слоистые сульфиды цветных металлов
Барни-Крик	Доломит Кули	Массивный или брекчированный доломит, строматолитовый доломит, немного песчаника и аргиллита
	Сланцы Уэст-Фолд	Зеленый туф, красный и бурый туфовый доломитовый аргиллит, доломитовый туф, битуминозный доломитовый сланец
Доломит Тина	Доломит Кокско	Тонко- и толстослоистый доломит и редкий доломитовый алеврит; иногда строматолиты
	Без названия	Такая же, как и вышележащая пачка, но с бóльшим содержанием алевритового песка и туфа
Доломит Эммеругга	Доломит Митчелл-Ярд	Толстослоистый чистый дололютит с небольшими неправильной формы пятнами доломитового шпата; некоторое количество туфового алеврита и туфовых слоев
	Доломит Мара	Кремнистый дололютит со строматолитами и водорослевыми прослоями; немного доломитовых и туфовых аргиллитов и доларенитов
Туганини		Доломит с некоторым количеством строматолитов и кремнистых слоев; доломитовый сланец, алевриты, песчаники; отпечатки галита
	Сланцы Мертл	Зеленые и бурые доломитовые сланцы; некоторое количество песчаников
	Песчаник Лейла	Доломитовый и кварцевый песчаник
Песчаник Татула		Бурые алевриты, кверху постепенно переходящие в тонко-, затем грубозернистый песчаник со знаками ряби
Доломит Амелия		Среднеслоистый доломит, слои и прослои водорослевого кремня; некоторое количество сидеритовых слоев
Маллапунья		Пурпурный алевритовый доломит; немного зеленого слюдистого сланца и серые кремнистые алевриты

[1] Данные Бюро минеральных ресурсов (BMR) и компании Carpentaria Exploration (CEC), 1972 г.

благодаря ряду поднятий вдоль другого, возможно, также крупного линеамента фундамента, который теперь представлен разломом Тауалла (рис. 1).

В табл. 1 приведена стратиграфическая колонка нижней части группы Мак-Артур для площади между разломами Тауалла и Эму (рис. 2). Известная здесь минерализация представлена небольшими проявлениями рассеянных сульфидов в доломитах Эммеругга и Тина, а также крупными месторождениями в пачках пиритового сланца Н.Y.С. и доломита Кули, которые входят в формацию Барни-Крик. Следует отметить несколько существенных характерных черт геологического строения региона и условий осадконакопления:

1. Все стратиграфические единицы уменьшаются в мощности по мере приближения к восточной платформе и в меньшей степени к срединному под-

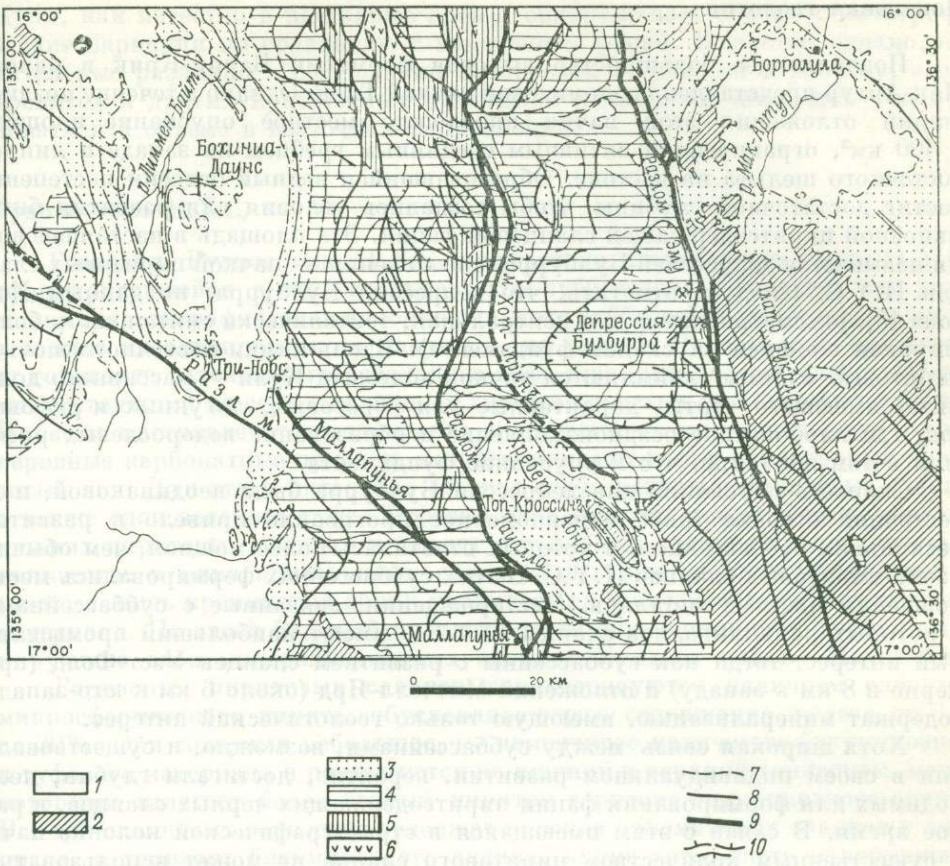


Рис. 2. Общая геологическая карта района Мак-Артур [8].
1 — посткембрий; *2* — кембрий; *3* — группа Ропер; *4* — группа Мак-Артур; *5* — группа Тауалла; *6* — вулканиты Скраттон; *7* — геологическая граница; *8* — небольшой разлом; *9* — крупный разлом; *10* — направление напластования.

нятию. Во время отложения доломита Тина эта срединная площадь внезапно поднялась выше уровня моря, полностью ограничив область развития формации Барни-Крик восточным склоном трога и обусловив более высокую степень эрозионного несогласия внутри разреза.

2. В большинстве осадков, залегающих выше формации Туганини, содержатся различные количества туфового материала. Привнос туфа, по-видимому, достиг своего максимума во время отложения пачки сланцев Уэст-Фолд, как раз перед образованием главных сингенетичных месторождений цветных металлов.

3. За исключением ограниченной глубоководной фации, представленной пачкой пиритовых сланцев Н.Y.С., в основном осадки группы Мак-Артур свидетельствуют о мелководных условиях их отложения, варьирующих от субаэральных до условий неглубокой зоны прилива [3, 6, 7, 2]. Это подверждается широким распространением водорослевых строматолитов и оолитов в карбонатных частях разреза; в алевритовых и аренитовых слоях имеются иногда косая слоистость и знаки волновой ряби. Отпечатки и слепки кристаллов галита в алевритовых прослоях указывают на соленый характер воды, а значительное количество сульфидов в пиритовых сланцах Н.Y.С. говорит о высокой концентрации сульфатов.

Локальная геология

Подавляющее большинство выходов формации Барни-Крик в районе Мак-Артур представлено доломитовой пачкой Тина. Однако в течение поздней стадии отложения этой пачки произошло местное опускание площади в 400 км², ограниченной активным срединным гребнем на западе и линией восточного шельфа на востоке. Образовавшийся водный бассейн постепенно достиг достаточной глубины, чтобы создались условия для развития битуминозной пиритсодержащей сланцевой фации. Эта площадь в настоящее время называется депрессией Булбурра, а отложения — пачкой пиритовых сланцев H.Y.C. (следует отметить, что депрессия Булбурра, по данным Коттона [3], рассматривается как центральная, тектонически смятая часть более широкой площади опускания фундамента). Вдоль линии восточного шельфа пиритовые сланцы окаймляются пачкой доломита Кули — массивного доломита, имеющего черты, характерные для береговых, лагунных и рифовых зон, где карбонатное осадконакопление и образование водорослевых рифов шли в том же темпе, что и опускание фундамента.

Скорость опускания дна депрессии Булбурра была неодинаковой, и на восточной стороне такое неравномерное прогибание привело к развитию нескольких суббассейнов, в которых отлагалась более мощная, чем обычно, пачка пиритовых сланцев H.Y.C. В этих суббассейнах формировались месторождения цветных металлов. Месторождения, связанные с суббассейнами, в которых накапливались сланцы H.Y.C., имеют наибольший промышленный интерес, тогда как суббассейны с развитием сланцев Уэст-Фолд (примерно в 8 км к западу) и отложений Митчелл-Ярд (около 6 км к юго-западу) содержат минерализацию, имеющую только геологический интерес.

Хотя широкая связь между суббассейнами, возможно, и существовала, они в своем индивидуальном развитии, вероятно, достигали глубин, необходимых для формирования фации пиритсодержащих черных сланцев, в разное время. В связи с этим имеющаяся в стратиграфической колонке пачка с существенным количеством пиритового сланца не может использоваться в качестве маркирующего горизонта для определения временных соотношений, и очень трудно с достоверностью утверждать, является ли сингенетическая минерализация в суббассейне H.Y.C. одновременной с минерализациями в других местах. Данные многочисленных скважин картировочного бурения свидетельствуют о том, что различные глубины бассейна и скорости опускания привели к возникновению разнообразных литофаций в пределах формации Барни-Крик. Например, карбонатные части пачки Тина принимают тонкослоистый характер в глубинных условиях образования и, напротив, становятся массивнее, если формировались в более мелководной обстановке. Пачка сланцев Уэст-Фолд, образовавшаяся в суббассейнах, характеризуется наличием четко слоистых темно-серых и зеленых доломитовых осадков, содержащих большое количество тонкого вулканического осколчатого материала; мелководным эквивалентом является слабослоистый доломит, часто цвета буйволовой кожи или бледно-зеленый, лишенный осколков, но характеризующийся аномально высоким содержанием иллита и калия. Примыкающие к восточной платформе мелко- и глубоководные типы отложений содержат прослои карбонатного осадка, окрашенного в ярко-красный цвет благодаря присутствию окислов железа поверхностного происхождения.

Пачка пиритовых сланцев H.Y.C., сформировавшаяся вне пределов суббассейнов, обычно состоит из тонкослоистых темных доломитовых, слабопиритизированных и слабобитуминозных сланцев, лишенных скоплений цветных металлов. Эта пачка быстро уменьшается в мощности по направлению к краям депрессии Булбурра, где сланцы прогрессивно становятся более доломитовыми и менее пиритизированными и битуминозными. Пачка доломита

Кули, как известно в настоящее время, обнаруживает слабые стратиграфические вариации по сравнению с изменением фаций. Имеются, однако, значительные различия в содержании водорослей от разреза к разрезу, а для аренитов и других прибрежных отложений намечается тенденция увеличиваться в объеме в восточном направлении.

Рудное тело H.Y.C.

Геология. Рудное тело H.Y.C. приурочено к основанию пачки H.Y.C., сформировавшейся в относительно узком суббассейне. Схематическая упрощенная стратиграфическая колонка для этого суббассейна приведена на рис. 3 и в виде идеализированного разреза — на рис. 4. Рудная зона отделяется от горизонта зеленоватого базального туфа нижними доломитовыми сланцами, состоящими из серых до черных хорошо слоистых доломитовых сланцев. На всем интервале этого горизонта присутствуют многочисленные тонкие неровные карбонатные прослои, которые придают керну характерный полосчатый вид. Для этого интервала обычны слабо развитые пиритовые сланцы, а также слои зеленого туфа. Туфовые слои имеются также в вышележащих нижних пиритовых сланцах и наряду с туфовыми сланцами в ограниченном количестве в минерализованных слоях. Здесь они не имеют характерного цвета, и лишь кремнистый облик указывает на высокое содержание туфового материала. По своей большой протяженности они напоминают туфовые маркирующие слои минерализованных сланцев Уркхарт района Маунт-Айза.

Горизонты пиритовых сланцев характеризуются наличием слоистого микросферического пирита, обусловливающего содержание железа от 3 до до 30%. Они содержат небольшое, но изменчивое количество битуминозного и туфового материала и разделяются на нижний и верхний горизонты, между которыми залегает более бедный пиритом горизонт битуминозного сланца. Все три сланцевых горизонта содержат прослои доломитовых сланцев и алевритов, а горизонт битуминозного сланца, кроме того, часто обнаруживает микро- и макроритмичную слоистость. Осадочные доломитовые брекчии, образование которых связано с мутьевыми потоками, прерывают последовательность осадконакопления и являются существенным компонентом горизонта нижних пиритовых сланцев, включающего минерализованные интервалы. Эти брекчии образовались за счет пачки Кули во время отложения рудного тела, а расположенные выше по разрезу сходные осадки могли сформироваться за счет уже эродированных западных рифовых фаций. Оползни и брекчии обрушения были связаны с доломитовыми осадками и мутьевыми потоками по склонам передовых рифов.

Минерализация. В последнее время эта минерализация была детально описана [4, 5]. Сульфидные рудные минералы ассоциируются здесь со слоями черных битуминозных, туфовых и пиритовых сланцев, включающих различное, но обычно небольшое количество слоев пустых доломитовых сланцев, алевритов и тонких слоев брекчий. Сульфидные минералы представлены в основном пиритом, галенитом и сфалеритом; марказит, арсенопирит и халькопирит относятся к редким. Серебро связано с галенитом в форме твердого раствора.

Пирит присутствует главным образом в виде сферических и изометричных кристаллов размером 1—1,5 мкм. Он образует тонкополосчатые и массивные слои, согласные со слоистостью в сланцах. Встречаются и крупные агрегатные скопления пирита, которые также вытянуты параллельно слоистости в сланцах. Сфалерит находится в виде мономинеральных прослоев толщиной от нескольких микрон до 1 мм, а также в виде тонкозернистой рассеянной

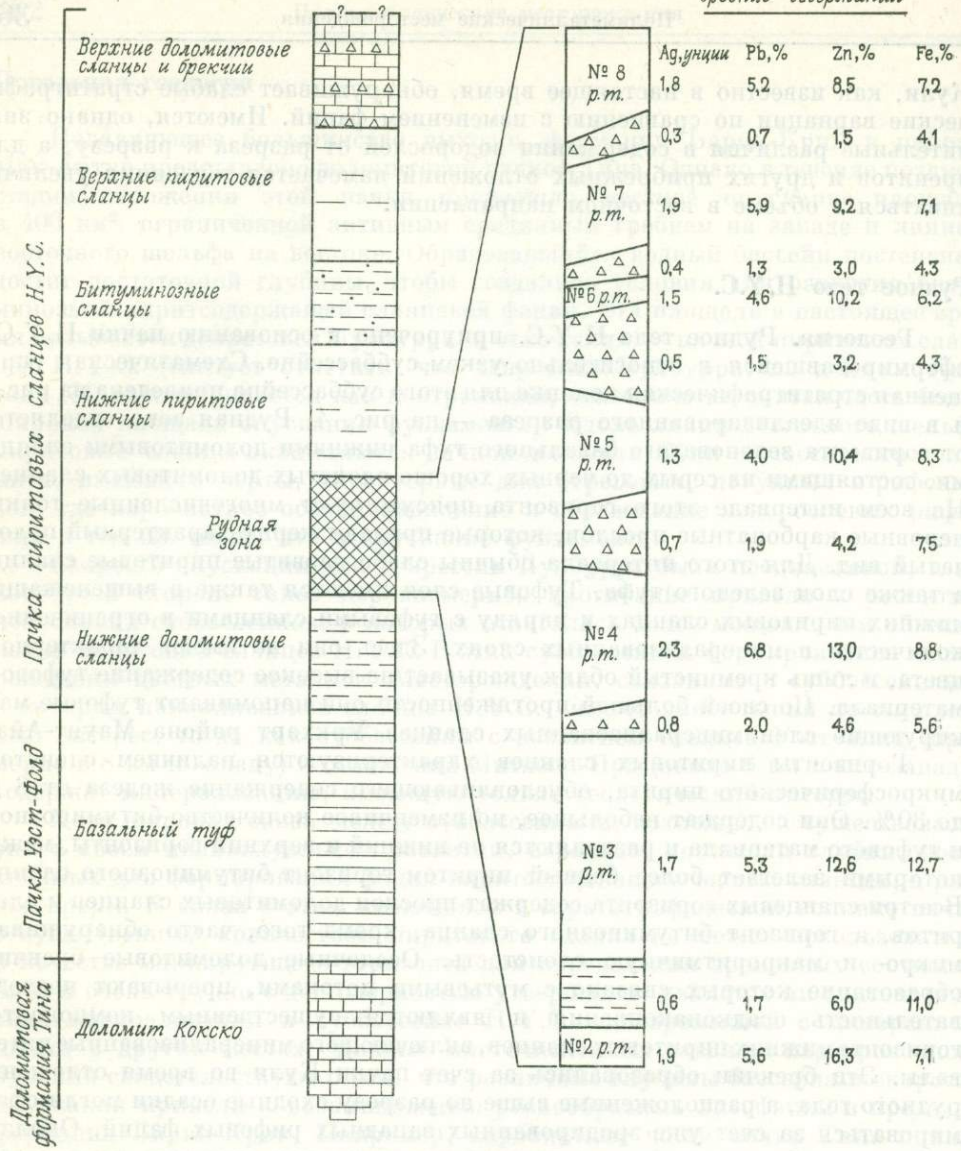


Рис. 3. Упрощенная стратиграфическая колонка для суббассейна Н. У. С. и содержание металлов в рудном теле (р. т.) и в межрудных горизонтах.

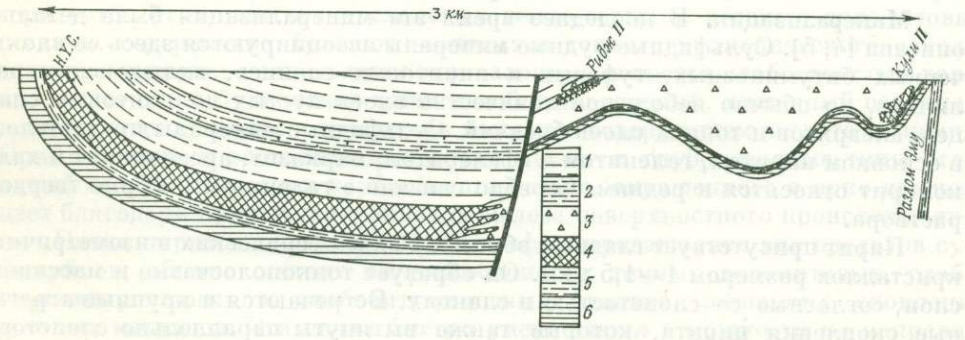


Рис. 4. Идеализированный поперечный разрез через рудные тела Н. У. С., Ридж и Кули.
1 — пиритовые сланцы; *2* — битуминозные сланцы; *3* — пачка Кули; *4* — рудная зона; *5* — нижний доломитовый сланец; *6* — базальный туф.

вкрапленности и вытянутых тел до 0,2 мм в диаметре, прерывисто располагающихся вдоль слоистости. Галенит образует тонкие мономинеральные прослои мощностью до 0,05 мм или субпараллельные прерывистые полоски внутри сфалеритовых прослоев, а также тонкую рассеянную вкрапленность в ассоциации со сфалеритом в черных сланцах. Тонкие прослои сфалерита и галенита неизменно включают микросферический пирит. Халькопирит присутствует в небольших количествах в виде мелких веретенообразных телец в слоистой массе сфалерита.

В штуфах руда не ярко выражена. Образец с низким до среднего содержанием свинца и даже богатая цинковая руда мало отличаются от пустых пиритовых сланцев. Тусклый серый цвет и повышенный вес — вот главные признаки богатой свинцовой руды. Руда никогда не бывает массивной, она тонкослоиста, что подчеркивается различием в цвете чередующихся битуминозных, пиритовых, доломитовых и богатых рудными компонентами слоев. Рудное тело содержит небольшое количество макроскопически различимых выделений сульфидных минералов. Они встречаются главным образом в трещинах, а также реже в виде мелких дискретных частичек в микробрекчии или в доларенитовых слоях. В трещинах они присутствуют как тонкие яркие «примазки» на поверхностях стенок или в качестве кристаллического выполнения, которое состоит из различных комбинаций следующих минералов (перечислены в порядке их распространенности): карбонатов, пирита, сфалерита, галенита и халькопирита.

Особенности рудовмещающей толщи. Рудовмещающая толща может быть в общем разделена на семь слоев минерализованных сланцев, отделенных один от другого шестью менее богатыми, но более доломитовыми слоями. Такое разделение толщи с указанием средних содержаний металлов схематично показано на рис. 3. Высокоминерализованные слои названы рудными телами (р. т.) и им присвоены номера от 2 до 8 (снизу вверх). Интервалы между рудными телами не поименованы, но в дальнейшем мы их будем обозначать как слои 2/3, слои 3/4 и т. д. Эти межрудные слои более разнообразны по своему характеру, чем слои минерализованные.

Характеристика межрудных слоев. Слои *2/3* сходны с нижними доломитовыми сланцами и состоят из пиритовых и доломитовых сланцев и слабослоистых полосчатых или обломочных белых доломитов. Любого вида грубая сортировка обычно отсутствует. Слои *3/4* представляют собой преимущественно толщу градационных доломитовых алевритов с небольшим количеством сланца. Другие межрудные слои клинообразны, и их мощность может варьировать от более чем 15 м на восточной стороне суббассейна, примыкающей к пачке доломита Кули, до 20—30 м на западной стороне. Они имеют характерный состав и представляют собой продукт отложения материала в процессе обрушения, оползания и действия мутьевых потоков. Источником этого материала были фации рифов и тыловых рифов. Все типы этих отложений обычно представлены в каждом из межрудных слоев.

Оползневая брекчия превалирует в более мощных северных и восточных частях межрудных слоев; она произошла за счет материала, первоначально отложившегося на склоне передового рифа. Обломки брекчии обычно представляют собой угловатые блоки кремнистых доломитов, часто довольно крупные, погруженные в матрикс из доломитового или пиритового илистого материала, в котором местами заметна перемятость первичных слоев. Обломки часто обнаруживают грубую сортированность по размеру, что свидетельствует о значительной гидропластичности, позволявшей опускаться глубже более крупным блокам. Любая имеющаяся здесь минерализация сосредоточена лишь в тех местах, где матрикс сложен пиритовым сланцем.

Турбидитная брекчия чаще встречается в центральных частях месторождения Н.Y.С. и имеет более широкое распространение, чем оползневая брекчия. Она проявляет лучшую сортированность обломков по размеру и закономерную смену их по направлению от подошвы к кровле. Турбидитная брекчия перекрывается толщей градационных алевритов. Обломки ее экзотичны, они угловаты и полуугловаты и состоят из серо-бурых и зеленых доломитов, водорослевых доломитов и алевритов, сходных с аналогичными породами пачки доломита Кули. Материалом матрикса в основном является доломитовый алеврит с небольшим количеством рассеянного тонкозернистого пирита. Более мощные слои могут содержать базальные обломки до 30 см в поперечнике. Если такой обломочный материал скапливался на гидропластичных сланцах, то последние, по-видимому, могли выдавливаться вверх между обломками и перемещаться на значительные расстояния.

Наряду с оползневыми и турбидитными брекчиями межрудные слои содержат тонкие доломиты, доломитовые алевриты и сланцы. В центральной и северной частях месторождения они знаменуют собой относительно спокойные периоды между отложениями различных брекчий и градационных слоев, которые могут составить один межрудный интервал. К югу и в сторону от пачки Кули уменьшающиеся в мощности турбидитные брекчии содержат все более и более мелкие обломки и по направлению к внешнему краю месторождения переходят в тонкие градационные доломитовые алевриты и доломиты, которые представляют собой более тонкие продукты подводных оползней и мутьевых потоков.

Характеристика минерализованных слоев. Минерализованные слои обладают многими признаками постседиментационной деформации. Они обычно имеют оползневой характер и искривлены, залегая на крупных слоях брекчий; в рудной толще встречаются небольшие следы нагрузки и структуры обрушения наряду со слепой трещиноватостью и будинажем. Местами в рудных слоях на контакте с перекрывающими их турбидитами наблюдаются структуры незначительного размыва, а подводные эрозионные поверхности или оползневые плоскости скольжения, возможно, объясняют предполагаемые мелкие несогласия в рудных слоях. В двух известных случаях несколько метров нижней части рудовмещающей толщи не было обнаружено при бурении. Это могло быть связано со смещением по разлому, но более вероятным объяснением представляется сползание по склону неконсолидированных осадков.

Крупное смещение рудных слоев было установлено, в частности, при бурении вблизи залегания пачки доломита Кули; оно может быть приписано сползанию осадков вниз по склону передового рифа под влиянием внезапной нагрузки или тектонических подвижек.

Рудные тела и соотношения металлов в них. Оконтуривание участков, содержащих свинец и цинк, и определение мощности руд произведены для каждого рудного тела и позволяют сделать следующие обобщения:

1. Явной зависимости между мощностью межрудных слоев и содержанием в них рудных компонентов нет. Уменьшение содержания рудных компонентов к периферии слоев обычно сопровождается увеличением объема доломитовых алевритов и соответствующим возрастанием мощности межрудных слоев. Однако общая мощность интервалов пиритовых сланцев остается относительно постоянной, и внутри них содержание пирита также сохраняется строго в границах контуров, выявленных бурением.

2. Содержание свинца резко падает у краев рудного тела, тогда как повышенная концентрация цинка сохраняется на большом протяжении и снижается постепенно. Периферические руды имеют соответственно более высокое отношение цинк : свинец, и этот факт помогает обнаружить источник материала, обрушившегося в зонах передовых рифов.

3. В нижних рудных телах более высокосортны центральные части, а среди вышележащих рудных тел наблюдается общее сокращение их размеров и смещение более богатой зоны в сторону пачки доломита Кули.

В сторону от периферических участков отмечается небольшое латеральное изменение соотношений свинец : цинк : железо внутри каждого рудного тела. Некоторые из этих соотношений четко фиксируются и помогают при первичной корреляции разрезов по скважинам. Имеются отчетливые вертикальные изменения содержаний металлов и их соотношений от одного рудного тела к другому (рис. 3). Цинк является доминирующим металлом месторождения Н.Y.С., и его содержание явно уменьшается вверх по разрезу. Содержания свинца более изменчивы, но отношения Zn : Pb закономерно повторяются. Сходный характер повторяемости этих значений существует и в рудных телах Маунт-Айза, связанных с черной породой. Соответствующие цифры для сравнения приведены в табл. 2.

Таблица 2

Отношения Zn:Pb на месторождениях Н. Y. С. и Маунт-Айза

Месторождение Н. Y. С.		Месторождение Маунт-Айза	
Рудное тело №	Отношение Zn : Pb	Рудное тело №	Отношение Zn : Pb
8	1,63	6	1,80
. . . . .		. . . . .	
		7	1,06
7	1,56	8	1,78
6	2,22	9	2,32
5	2,60	10	2,94
. . . . .		. . . . .	
4	1,91	11	1,20
3	2,38	11/30	1,29
2	2,91	11/66	1,61

Примечание. Отточие обозначает перерыв.

Концентрация серебра тесно связана со свинцом и, следовательно, изменяется от одного рудного тела к другому в соответствии с изменением содержания свинца.

Медь имеет такой же характер распределения по слоям, что и другие металлы. Ее концентрация в индивидуальных рудных телах варьирует очень широко. Нижние рудные тела имеют значительные количества халькопирита, концентрация меди в отдельных прослоях превышает 0,5%. Однако содержания этого металла в верхних рудных телах настолько низки, что установить какие-либо корреляционные зависимости невозможно. Хотя халькопирит почти исключительно ассоциируется со сфалеритом, отношение металлов цинк : медь как в целом по рудному телу, так и в отдельных пробах непостоянно.

Межрудные интервалы по отношению металлов отличаются от рудных тел. Среди них слои *2/3* должны рассматриваться отдельно, так как они образовались в бассейне в процессе нормального сланцевого осадконакопления; по отношению металлов и литологии они походят на краевые части рудных тел. Другие межрудные интервалы представляют собой скопления осадков, материал которых обрушивался в бассейн и прерывал процесс формирования минерализованных толщ. Некоторое внимание следует обратить на отношение металлов в каждом из этих интервалов, так как они получали значительные количества металлов по крайней мере из трех источников:

1. Брекчия обрушения образовалась за счет смешанного материала из зоны бедной периферической минерализации на склонах передовых рифов.

2. Материал пиритовых сланцев, возникших за счет нижележащих рудных слоев, возможно, является наиболее важным источником металлов для мощных турбидитных брекчий; можно ожидать, что в этом случае сохраняется то же соотношение металлов, что и в лежащих непосредственно ниже слоях.

3. Наличие поверхностей размыва в основании тонких слоев брекчий указывает на то, что мутьевые потоки могли часто эродировать мягкие минерализованные донные отложения; нарушенный материал мог оседать в брекчиевых слоях и сопровождать градационные алевриты.

Слоистая минерализация в других суббассейнах

Бурение в других известных суббассейнах проводилось в ограниченном масштабе, поэтому оно давало мало надежды на обнаружение промышленного оруденения. В этих бассейнах можно было наблюдать те же стратиграфические подразделения, что и в бассейне Н.У.С., но границы между ними оказались гораздо менее четкими. Отсутствуют мощные доломитовые толщи и градационные брекчии; на их месте развиты небольшие слои доломитовых алевритов и редкие аренитовые слои. Возможно, эти суббассейны были более мелкими и не обрамлялись рифовыми постройками. Для слоев пиритовых сланцев намечается тенденция приобретать немного более крупнозернистый облик благодаря большей степени агрегации микросферического пирита.

Суббассейн Уэст-Фолд является единственным, который содержит значительную и потенциально промышленную минерализацию. На территории суббассейна пройдены две глубокие скважины алмазного бурения на расстоянии 1500 м друг от друга. Обе скважины забурены в доломитах Риворд и прошли 200 м по пиритовым сланцам и 70 м по толще базального туфа. Одна скважина в 27 м выше толщи базального туфа пересекла 30-метровый интервал с содержанием цинка несколько более 3%; в основании этого интервала на протяжении 2 м концентрация металла составляла 9%. Вторая скважина на 22 м выше толщи базального туфа прошла 40-метровую толщу с 2,2% цинка; последние 3 м в основании этого интервала показали содержание цинка 9,5%.

Слоистая масса микросферического пирита приобретает доминирующее значение только над более богатыми цинком слоями, которые по виду напоминают полосчатые нижние доломитовые сланцы или слои *2/3* рудного тела Н.У.С. Только в интервалах, более богатых цинком, имеются небольшие количества сфалерита такого же тонкозернистого характера, что и на месторождении Н.У.С. Вместо этого встречаются слои соломенно-желтого сфалерита (мощностью до 0,5 мм), переслаивающиеся с серыми доломитовыми сланцами. В этой же толще имеется несколько слоев аналогичной мощности, состоящих из крупнозернистого красно-бурого сфалерита и подчиненных ему кристаллов галенита. Иногда с этими сфалеритовыми слоями ассоциируются конкреции некоторых других крупнозернистых сульфидов, при этом центры данных конкреций сложены материалом серого доломитового алеврита.

Слоистость внутри сплошных цинксодержащих промежутков часто слегка нарушена и несет следы оползания. Считается, что это является отражением действия тех же самых подземных толчков, которые вызывали сильное обрушение, оползание и возникновение мутьевых потоков при формировании минерализованных слоев в суббассейне Н.У.С.

Пачка доломита Кули

Геология. Бурение на севере и востоке суббассейна Н.У.С. показывает, что мощная толща одновременно брекчированных массивных доломитов на расстоянии около 300 м сменяется толщей пиритовых и битуминозных сланцев. В северных скважинах обнаружено частое пальцеобразное переслаивание пиритовых сланцев и доломитовых брекчий. Сочетание обычных и передовых рифов, которое, по-видимому, имело здесь место, подтверждается наличием внутри толщи Н.У.С. клиновидных турбидитных брекчий, включающих блоки массивных доломитов и водорослевого материала, которые ведут свое происхождение от пачки доломита Кули. Восточное сопряжение пачек Н.У.С. и доломита Кули, очевидно, того же типа, что и более позднее, возникшее при наложенных дизъюнктивных дислокациях.

Алмазное бурение в пределах пачки доломита Кули было ограничено в основном западной площадью рифового склона и полуобнаженным восточным краем пачки, где она обрезается главной линией разлома Эму. Породы явно водорослевого происхождения не часто встречаются в западных скважинах; напротив, в некоторых восточных скважинах подсечены мощные толщи материала строматолитовых колоний. Обломки водорослей и онколитов, встреченных в этом материале, часто описываются в петрографической работе Кроксфорда и Джефкотта [5]. Массивные доломиты подвергались здесь различной степени внутриформационному брекчированию. Основная масса, там, где она присутствует в значительном количестве, представлена очень тонким доломитовым материалом. Пиритовый и битуминозный тонкозернистый матрикс встречается редко, однако он превалирует в керне западных скважин, пройденных вблизи развития пачки пиритовых сланцев Н.У.С.

Минерализация. На западной и восточной площадях было найдено по два значительных тела сульфидной минерализации. На первой площади широкая зона преимущественно диффузной цинковой минерализации получила название месторождения Ридж I. Непосредственно южнее залегает тело со свинцовой и с незначительной медной минерализацией, известной как месторождение Ридж II. На востоке имеются свинцовое месторождение Кули I и медное месторождение Кули II. Эти месторождения пока еще плохо оконтурены и явно незначительны, если сравнить их по запасам руды с расположенным вблизи месторождением Н.У.С.

Минералогия их относительно проста. На месторождениях Кули I и Кули II сульфиды представлены средне- и крупнозернистыми выделениями галенита, сфалерита, халькопирита, марказита, пирита и иногда тетраэдрита. Жильными минералами являются железистый доломит, кварц и местами барит. Минеральные ассоциации в основном простые, но имеются сложные взаимоотношения между самими сульфидами и между сульфидами и жильными минералами, указывающие обычно на диагенетическую перекристаллизацию. Насколько можно определить по данным изучения керна, сульфиды, по-видимому, располагаются внутри массивного брекчированного доломита, образуя только текстуры заполнения пустот — от прожилков в мелких трещинах до тел толщиной в несколько сантиметров; изредка встречаются и значительно более крупные массы сульфидов. Трудно составить представление о возможной форме и облике этих массивных сульфидных тел, но отношение их к процессам тектонического и межформационного брекчирования установить можно.

Месторождения Ридж I и Ридж II имеют несколько иной характер: сульфидная минерализация в них явно ассоциируется с матриксом межформационных доломитовых брекчий. Этот матрикс обычно представлен темным равномерным доломитовым материалом, но в минерализованных частях —

часто пиритовым сланцем, в котором еще видны следы нарушенной слоистости. Сульфиды присутствуют в виде неправильных масс или рассеянных по всему матриксу мелких кристаллов. Реже они обрамляют обломки брекчии или вместе с крупными кристаллами доломита выполняют трещины, которые пересекают и доломиты и матрикс.

Некоторая часть месторождения Ридж II образует слои в несмятых пиритовых сланцах, непосредственно перекрывающих массивные доломиты (рис. 4). Сланцы интенсивно рассланцованы вдоль своего базального контакта, и соотношения данной руды с рудой месторождения H.Y.C. не ясны. Однако следует заметить, что и слоистая масса сульфидов и карбонаты здесь обладают более крупнозернистой структурой, чем соответствующие образования в главном рудном теле, и поэтому еще проблематично, могли ли они представлять собой продолжение слоев H.Y.C. по восстанию.

Заключение

Месторождения распадаются на две основные группы: син-сингенетичные месторождения пачки пиритовых сланцев H.Y.C. и эндо-сингенетичные месторождения пачки доломита Кули (классификация заимствована с упрощениями у Амштутца [1]). Обе группы месторождений отложились одновременно с соответствующими им вмещающими породами, но эндо-сингенетичные месторождения были преобразованы более поздними процессами, приведшими к возникновению ассоциаций пород и руд, которые обусловили сходство этих месторождений с различными типами месторождений долины Миссисипи.

Когда источником информации являются только данные изучения керна, всегда ограниченные, то безапелляционные утверждения или мнения по поводу теоретических аспектов происхождения, способов отложения и эволюции отдельных типов месторождений явно преждевременны. Однако некоторые комментарии все же здесь предлагаются ввиду обширности проблемы сингенетичного рудообразования. В случае пластовых залежей в пачке пиритовых сланцев H.Y.C. концепция их сингенетического происхождения едва ли вызовет возражение. В пользу отнесения их к син-сингенетичной группе свидетельствует то, что рудосодержащие илы на границе раздела вода — осадок принимали участие в одновременно протекавших процессах деформации, таких, как образование отпечатков нагрузки и придонный размыв. Это создает определенные ограничения при выборе механизма рудоотложения и вызывает трудности при выяснении, какова же была зависимость этих отложений от погребенных и циркулирующих растворов или от диагенетических преобразований на любой значительной глубине в колонне осадков.

Отсутствие признаков какого-либо метаморфизма или мобилизации сульфидов означает, что нынешняя концентрация полезных компонентов в руде соответствует той, которая существовала в первоначальном придонном иле. Сам процесс осаждения должен был быть таким, чтобы в результате этого процесса смогли образоваться микрослои почти чистых сульфидов. Кажется логичным предположение, что морская вода, поставлявшая ионы металлов и осадки, являлась той первоначальной средой, в которой возникали сульфиды этих металлов либо непосредственно в результате взаимодействия с H_2S, выделяемым сульфатвосстанавливающими бактериями, либо благодаря промежуточному процессу биогенной концентрации металлов. Последнее заслуживает внимания, так как изменения соответствующих групп биогенных популяций могут послужить объяснением циклических изменений отношений металлов в «многоэтажных» месторождениях, а различная толерантность отдельных групп к фактору глубины позволит объяснить зональное распределение свинца, цинка и железа в индивидуальных рудных телах.

Основной источник ионов металлов не ясен. Как и на Маунт-Айза, здесь имеется связь с вулканизмом, который не только вызывал подземные толчки, играющие роль спускового механизма при возникновении обрушений и мутьевых потоков, но мог также быть и поставщиком металлов через посредство термальных источников. Подводный источник типа Солтон-Си исключается, но и существование бассейна с высокой концентрацией солей, такого, как Красное море, также проблематично — для суббассейна H.Y.C. была характерна небольшая глубина и частые разрушительные мутьевые потоки.

В случае эндо-сингенетичного рудообразования в пачке доломита Кули можно предположить, что исходным материалом были сульфидные илы различного состава в лагунах и более глубоких отшнурованных водоемах, примыкающих к рифовым постройкам. Разрушение биостромных формаций и смещение карбонатных илистых банок приводили к тому, что эти илы скапливались в виде тонких линзоподобных карманов во вмещающих доломитах. После захоронения и одновременного брекчирования этих доломитов все еще гидропластичный сульфидсодержащий материал перераспределялся, превращаясь в матрикс брекчии. Более поздняя и последняя фаза дальнейшего перемещения этого материала в открытые трещины и полости внутри брекчий наряду с перекристаллизацией обусловила образование крупнозернистых ассоциаций сульфидов и жильных минералов. Этот последний процесс был более сильно развит в рудных телах Кули, чем в рудных телах района месторождений Ридж, и мог быть связан с диагенетическими химико-биологическими реакциями в более пористых рифовых толщах.

Благодарности

Автор выражает благодарность руководству компаний M.I.M. Holding Limited и Carpentaria Exploration Pty. Ltd. за разрешение опубликовать эту статью, а также многим геологам, проведшим за последние несколько лет детальную работу по изучению геологии района и расположенных в нем рудных залежей, данные которой легли в основу настоящей сводки.

Список литературы

1. *Amstutz G. C.*, ed., Sedimentology and Ore Genesis, 1964.
2. *Brown M. C.*, The Proterozoic Barney Creek Formation and H.Y.C. lead-zinc deposit and some associated carbonate units, McArthur Group, McArthur River area N.T., Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., No. 1969/145, 1969.
3. *Cotton R. E.*, H.Y.C. lead-zinc-silver ore deposit, McArthur River in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 197—200, 8th Empire Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
4. *Croxford N. J. W.*, A mineralogical examination of the McArthur River lead-zinc-silver deposit, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 226, 97-108, 1968.
5. *Croxfrod N. J. W.*, *Jephcott S.*, The McArthur lead-zinc-silver deposit, N.T., Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 243, 1-26, 1972.
6. *Munt A. D.*, *Rawlins R. J.*, McArthur Annual Report, Carpentaria Exploration Company Pty. Ltd. Tech. Rep. No. 103, 1966.
7. *Shaw J. A.*, McArthur Annual Report, Carpentaria Exploration Company Pty. Ltd. Tech. Rep. No. 139, 1967.
8. *Smith J. W.*, Bauhinia Downs N. T., 1:250 000 Geological Series, Explan. Notes Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., SE/53-3, 1964.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЕДИ

Редбанк

Г. Орридж, А. Мейсон

Общие сведения

Медное месторождение Редбанк расположено в штате Северная территория и имеет координаты приблизительно 17°11′ ю. ш. и 137°46′ в д. Оно находится в 640 км по дороге на север-северо-запад от Маунт-Айза и в 80 км по прямой линии от залива Карпентария. Годовое количество осадков, равное примерно 72 см, способствует условиям густозалесенной саванны с непересыхающими колодцами вдоль главных стоков. Рельеф умеренно неровный с крутыми (южной и восточной экспозиции) уступами до 130 м высотой, сформировавшимися при участии пологопогружающихся бронирующих песчаников и лав.

Первые открытия меди были сделаны в 1912 г. в залежах Пексаддл и Бохинья в 17 км к востоку от Редбанка. В 1916 г. У. Мастертон установил выходы пород с примазками минералов меди в Редбанке и до недавнего времени отрабатывал их в небольшом объеме совместно с находящимся по соседству месторождением Азурит. Горные выработки были ограничены мелкими шурфами и шахтами в рудах зоны окисления, содержащих карбонаты меди, хризоколлу и халькозин. С 1940 по 1967 г. несколько горнорудных компаний провели ревизию своих земельных участков, и Х. Енсен [1] изложил результаты геологических и геофизических исследований, проведенных AGGSNA. И лишь в 1970—1971 гг., когда компания Harbourside Oil N.L. провела глубокое бурение на перспективных участках Блафф и Санди-Флат, была обнаружена первичная халькопиритовая минерализация и выявлена природа месторождения как брекчиевой вулканической трубки. Последующая разведка, проведенная силами компании NEWAIM в 1971 г., привела к открытию и оконтуриванию буровыми скважинами нескольких новых трубок.

Геология района

Перспективные участки приурочены к породам Карпентария бассейна Мак-Артур. Слои в Редбанке в общем погружаются на север-северо-запад под очень небольшим углом, но в детальном масштабе структура осложнена многочисленными мелкими куполами и трогами, местами обнаруживающими падения свыше 20°. Широко развиты ограничивающие мелкие блоки разломы северо-западного, северо-восточного, восток-северо-восточного и восток-юго-восточного направлений. По аэрофотоснимкам и аэромагнитным данным обнаруживается система трогообразных региональных линеаментов, относящихся к зонам трещиноватости и рассланцевания и к зонам разломов с относительно небольшими смещениями. Линеаменты северо-восточного и широтного направлений слабо выражены на поверхности, но, по-видимому,

---

G. R. Orridge, Supervising Geologists (Mt. Isa) Newmont Pty. Ltd.; *A. A. C. Mason*, Engineering Director, Newmont Ptv. Ltd.

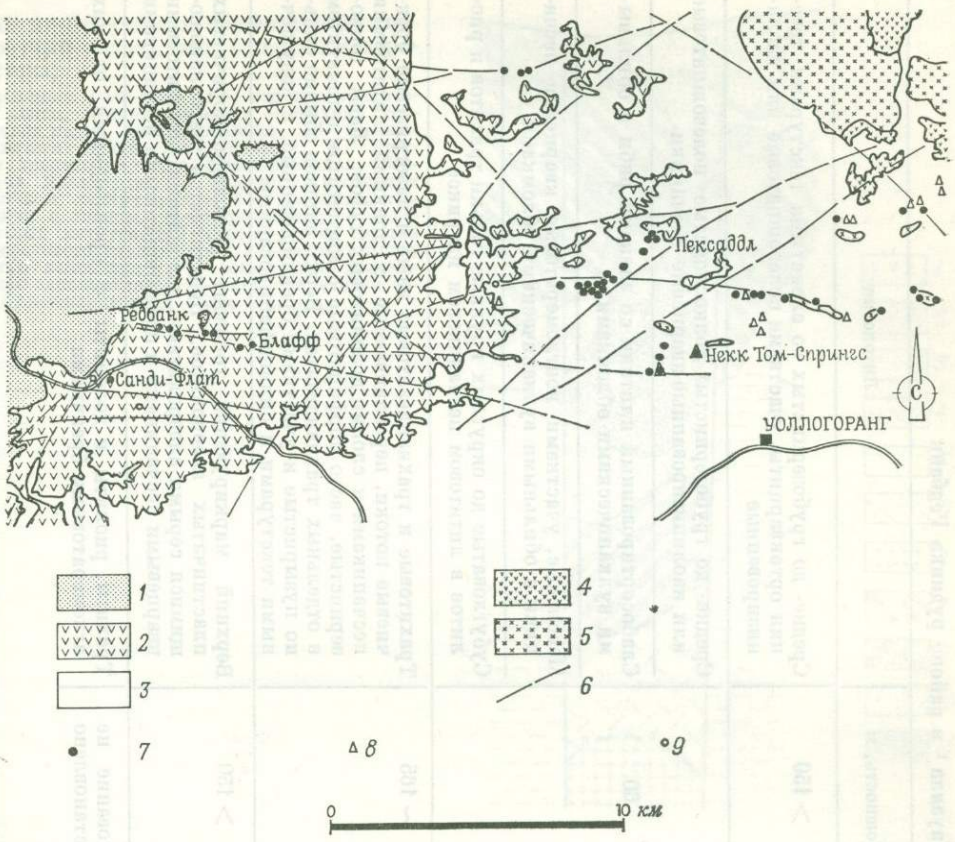


Рис. 1. Геологическая карта района.

1 — формация Мастертон; *2* — вулканиты Голд-Крик; *3* — формация Уоллогоранг и подстилающие слои; *4* — риолиты Хобблчейн; *5* — микрограниты Пексаддл; *6* — линеаменты, установленные по аэрофотоснимкам и (или) аэромагнитным данным; *7* — брекчиевая трубка; *8* — вулканический некк; *9* — пункт слабой медной минерализации.

обнаруживают существенную корреляцию с распределением брекчиевых трубок и минерализации (рис. 1).

Геологический разрез пород, обнажающихся возле Редбанка, представлен в табл. 1. Промышленная минерализация преимущественно приурочена к вулканической формации Голд-Крик, которая залегает приблизительно в 2 тыс. м над основанием группы Тауалла.

Вулканиты Голд-Крик имеют максимальную мощность около 225 м в Редбанке. К северу и востоку толща утоняется с сокращением мощностей отдельных лавовых потоков и увеличением в разрезе доли песчаников. Риолиты Хобблчейн, находящиеся на северо-востоке между вулканитами Голд-Крик и песчаниками Мастертон, представляют собой, вероятно, силл кварц-полевошпатовых порфиров и петрографически близки микрогранитам Пексаддл и другим кислым интрузивам района Уоллогоранг. Минерализация, ассоциирующаяся с этими кислыми интрузивами, неизвестна.

Геология площади месторождения

Поисково-разведочным бурением в Редбанке установлено наличие халькопиритовой минерализации в девяти трубках, выполненных брекчиями обрушения. Эти трубки относительно близки по структуре, минерализации

Таблица 1

Подразделение группы Тауалла [1] в районе рудника Редбанк

Формация	Подразделение	Мощность, м	Литология
Песчаники Мастертон		> 150	Средне- до грубозернистых со слоистыми текстурами течения ортокварциты, участками полевошпатовые или каолинизированные
Верхняя часть вулканитов Голд-Крик	Переходные песчаники	60	Средне- до грубозернистых тонкослоистые полевошпатовые или каолинизированные кварцевые песчаники
	Лититовые песчаники		Слабосортированный плитняк со знаками ряби и обильными вулканическими обломками
	Богатые кварцем лититовые песчаники		Массивные, участками конгломератовые кварцевые песчаники с обильными вулканическими обломками
	Конгломерато-брекчии		Субугловатые до округлых крупные гальки трахитов и риолитов в лититовом песчаниковом матриксе
Средняя и нижняя части вулканитов Голд-Крик	Средний и нижний члены, местами распознаваемые по находящемуся внутри горизонту лититовых песчаниково-доломитовых туфов	~ 165	Трахитовые и трахиандезитовые лавы и лавогрязевые брекчиевые потоки, переслаиваемые с тонкими лититовыми песчаниками и слоями доломитовых туфов. Лавы тонкозернистые, часто порфиритовые с магнетитом и гематитом в отдельных трахиандезитах. Верхи потоков обычно сильно пузыристые и участками брекчированные с подушечными текстурами и силицифицированные
Формация Уоллогоранг		> 150	Верхний маркирующий горизонт шоколадно-коричневых пластинчатых алевролитов. Подстилается переслаивающимися серыми алевролитами, доломитами, доломитовыми кварцевыми песчаниками и полевошпатовыми песчаниками
Вулканиты Сетлмент-Крик		Основание не установлено	Трахиты, риолиты и доломиты с производными от них агломератовыми брекчиями

[1] Протерозойского возраста. – *Прим. ред.*

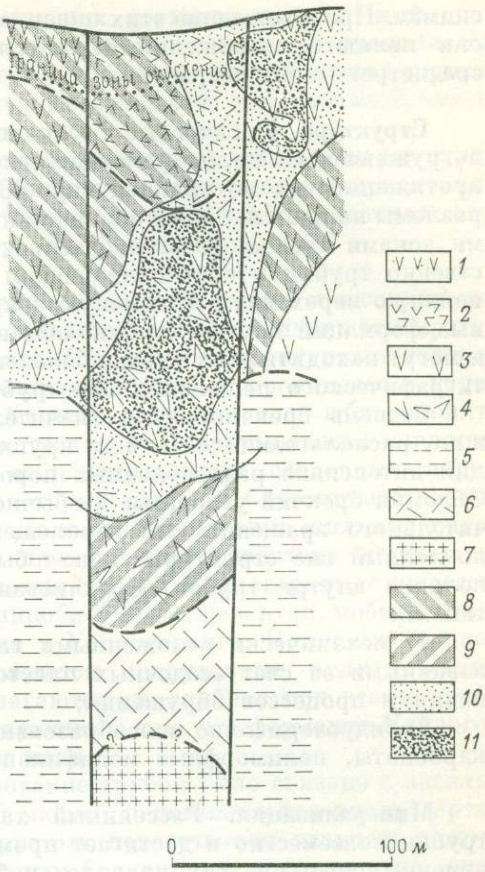


Рис. 2. Брекчиевая трубка Блафф (поперечный разрез, вид с восток-северо-востока)

Вулканиты Голд-Крик: *1* — верхняя трахитовая пачка, ненарушенная, *2* — верхняя трахитовая пачка, брекчированная, *3* — нижняя трахитовая пачка, ненарушенная, *4* — нижняя трахитовая пачка, брекчированная; *формация Уоллогоранг*: *5* — доломиты, песчаники и сланцы, ненарушенные, *6* — доломиты, песчаники и сланцы, брекчированные; *7* — вероятный интрузивный некк; *8* — зона трещин сидеритового заполнения; *9* — зона аргиллитового изменения; *10* — зона трещин доломитового заполнения; *11* — халькопиритовая зона (содержание меди более 2%).

и характеру изменений. Другие известные мелкие рудопроявления меди, по-видимому, не связаны с брекчиевыми трубками. В районе выявлено около пятидесяти выполненных брекчиями обрушения трубок. Большинство из них обнажается в районе Уоллогоранг, где с ними связана лишь убогая минерализация; их структура определяется относительно глубоким эрозионным срезом. Здесь характерны интрузивные трахиандезитовые некки и кольцевые дайки с брекчиевыми ядрами (например, некк Том-Спрингс) и трубки брекчированных вулканитов Голд-Крик в формации Уоллогоранг (например, участок Пексаддл). Возможная интрузивная фаза установлена самой глубокой буровой скважиной в Блаффе (рис. 2), в связи с чем сделано заключение, что вулканические некки, вероятно, встречаются близ Редбанка на глубине ниже всех брекчиевых трубок.

Геоморфология. Брекчиевые трубки в толще вулканитов Голд-Крик, как правило, выражены геоморфологически в виде депрессий или «амфитеатров»— верхних частей мелких дренажных каналов. Эти структуры являются результатом эрозии мягких каолинизированных вулканических пород, окружающих трубки. Каолинизация имеет супергенное происхождение, связанное с кислыми грунтовыми водами, возникшими при окислении ассоциирующихся сульфидов. В некоторых случаях эрозионный остаточный конус, сложенный брекчией окварцованных песчаников, перекрывает трубку и формирует выразительную структуру, легко идентифицируемую на аэрофото-

снимке. Происхождение этих окварцованных брекчий не ясно, но, возможно, они являются отложениями консолидированных механических обломков среднетретичного возраста.

Структура. Брекчиевые трубки представляют собой существенно круто погружающиеся цилиндрические тела до 75 м в диаметре, с вертикальной протяженностью по крайней мере 330 м. Ограничивающие цилиндрические разломы являются, вероятно, сочетанием зон слабого рассланцевания с узкими зонами трещиноватости, распространяющимся за пределы границ собственно трубки и обусловливающим (при детальном рассмотрении) неправильную переходную граничную зону структуры. Разбитые породы отдельных формаций внутри трубки обычно обваливаются к центру структуры и могут находиться на уровне более чем на 100 м ниже их нормального стратиграфического положения вне трубки (рис. 2).

Степень брекчирования значительно варьирует от узких брекчиевых жил, располагающихся между крупными ненарушенными блоками, до секций интенсивно раздробленных пород мощностью в несколько сот метров. Обломки брекчий угловатые и обычно обнаруживают признаки лишь незначительного вращения или перемещения. Стратиграфический разрез, установленный вне структуры, может быть в общем прослежен по брекчиевой колонне внутри трубок. Брекчиевая основная масса представлена двумя типами:

1) механически отложенными глинами, алевритами и песками, образованными за счет осадочных пластов, перемещавшихся в ходе брекчирования и процессов обрушения;

2) гидротермально новообразованными минералами, включая сульфиды, карбонаты, полиморфные модификации кварца и гидрокарбонаты.

Минерализация. Рассеянный халькопирит присутствует в брекчиях трубки повсеместно и достигает промышленных концентраций в виде ограниченных штоков, как правило, в брекчированных трахитах. Небольшие рудные штоки локально приурочены к зонам трещиноватости или к благоприятным пластам в окружающей формации Уоллогоранг (например, к трещиноватым сланцам или доломитам), причем их минерализация распространяется за пределы основной структуры трубки. Более обогащенная минерализация (более 1,5% меди) представлена крупнокристаллическим халькопиритом, образующим прожилковый штокверк, и тонкозернистым халькопиритом, рассеянным в осветленном красноватом трахите. Менее обогащенный материал образуется за счет заполнения полостей и кристаллизации в открытых пустотах.

Наиболее распространенными жильными минералами являются карбонаты, которые образуют зональную оболочку, состоящую из трещин заполнения и вкрапленности и окружающую внутреннее халькопиритовое ядро. Внутренняя карбонатная зона, частично перекрывающая халькопиритовую зону, является доломитовой и в основном ограничена брекчией. Наружная анкерит-сидеритовая зона в общем прослеживается на 30 м или более за пределы трубки. Пирит и пиробитум широко распространены в малых количествах по всей брекчии, но наибольшие их концентрации фиксируются близ границы халькопиритовой зоны. Количественно малочисленная кварц-баритгаленитовая ассоциация характерна для нижних структурных уровней трубок. Апатит, лейкоксен и рутил ассоциируются с участками высоких концентраций халькопирита.

Изменение вмещающих пород. Вулканические породы внутри трубок обычно обнаруживают аргиллитовый тип изменения с развитием обильного

хлорита и глинистых минералов, придающих трахитам серо-зеленый цвет и тонкозернистую структуру. Дополнительный тип изменения проявляется в интенсивном осветлении и покраснении трахитов, формирующих сильно пористый тип пород, которые являются вмещающими для основной массы богатой халькопиритом минерализации.

Осветление и покраснение трахитов сопровождают также убогую пиритовую минерализацию в зонах трещиноватости широтного направления, таких, как зона, вытянутая на запад от трубки Блафф и встречающаяся на перспективных участках к юго-востоку от Санди-Флат.

Генезис. Аргиллитовый тип изменения вмещающих пород и ассоциирующиеся минералы, особенно пиробитум, свидетельствуют о низких температурах и давлениях среды рудообразования. Первичным структурным контролирующим фактором была брекчия, которая послужила проницаемым каналом для гидротермальных растворов. Халькопирит отлагался в благоприятной открытой структуре трещиноватых трахитов. Перекрывающая непроницаемая покрышка обрушенных, но небрекчированных осадочных пород верхов толщи Голд-Крик могла в некоторых случаях благоприятствовать накоплению руды в вершинах трубок. Доломит-сидеритовые жильные минералы, вероятно, представляют собой продукт взаимодействия карбоната, выщелоченного из подстилающих осадочных пород Уоллогоранг, с железом из осветленных трахитов; аналогично пиробитум был, вероятно, мобилизован из пелитовых осадочных пород разреза в Уоллогоранге. Источник халькопирита не ясен. Возможно, им являются интрузивные вулканические некки, которые, как считают, располагаются на глубине под всеми трубками. Не имеется данных, свидетельствующих о том, что формация Уоллогоранг является возможным источником меди.

Считается, что начальное брекчирование трубок было связано с эксплозивной активностью трахиандезитовой магмы, поднимавшейся вдоль вертикальных ослабленных зон, контролируемых пересечением главных разрывов. Обрушение структуры с последующим брекчированием, вероятно, явилось результатом сочетания процессов, включавших отступление магмы, магматическую закупорку и гидротермальное растворение карбонатных слоев Уоллогоранг.

Возраст брекчиевых трубок и минерализации. Минерализованные структуры являются определенно более поздними по отношению к трахитам вулканитов Голд-Крик. В Кэмп-Валли слои верхней части формации образуют понижение над трубкой, но не являются брекчированными, что свидетельствует об относительно неконсолидированных условиях во время обрушения. Не имеется положительных данных, что формирование трубки или минерализации происходило после отложения песчаников Мастертон, тем не менее можно сделать заключение, что это образование, вероятно, соответствовало по времени формированию верхней части вулканитов Голд-Крик.

Благодарности

Эта статья публикуется с разрешения Harbourside Oil N.L.

Список литературы

1. *Jensen H. I.*, The Redbank (or Wollogorang) copper field, Northern Territory, Aer. Geol. Geophys. Surv. N. Aust., N. Terr. Rep., No. 50, 1940.

Маммот

Дж. Митчелл, Г. Мур

Общие сведения

Медное месторождение Маммот находится в 100 км к северу от Маунт-Айза (19°91′55″ ю. ш. и 139°21′35″ в. д.). Первая зафиксированная добыча была произведена группой афганцев в 1927 г. Первоначальное месторождение разрабатывалось на центральном участке небольшим карьером глубиной до 12 м. С 1947 по 1969 г. по лицензии работала группа итальянцев; ими была пройдена шахта Анджели до глубины 33 м с подземными горизонтальными выработками из нее на двух горизонтах общей протяженностью 55 м и шахта Фосчи до глубины 34м с тремя горизонтами подземных выработок суммарной длиной 130 м.

В 1969 г. лицензии были скуплены компанией Surveys and Mining Ltd. и позднее в том же году в окрестностях шахты Анджели был заложен карьер, а с севера была продолжена на 330 м разведочная наклонная горная выработка. В ноябре 1971 г. рудник был куплен компанией Gunpowder Copper Ltd., внедрившей механизированный метод горных работ на верхних подуровнях с использованием карнизов и с выемкой через наклонную выработку в лежачем боку.

Добыча руды составляла:

1927—1959 гг.	745 т с 14,6 % Cu
1959— июль 1969 г.	5 974 т с 9,8 % Cu
июль 1969—1972 гг.	171 307 т с 2,3 % Cu
1972— июль 1973 г.	258 059 т с 2,8 % Cu

Запасы руды по высоким категориям, оцененные в мае 1973 г. до горизонта 40, составили 375 000 т с содержанием меди 4%, а по низким категориям — 1 375 000 т с содержанием меди 2,9%. Более глубокое бурение по редкой сети показывает, что минерализация, достигающая значительных рудных концентраций, продолжается еще ниже на 200 м.

Рельеф местности в целом неровный. Более крепкие кварциты и песчаники формируют наиболее высокие участки рельефа с развитием глубоко врезанных V-образных долин. Менее устойчивые глинистые сланцы и алевролиты образуют понижения в рельефе, а вулканиты формируют монотонные равнины.

Геология района

Стратиграфия. Осадочные породы, вмещающие месторождение Маммот, образуют часть разреза Карпентария северо-западного Квинсленда (рис. 1). Де Кейзер [5], Картер и др. [3] представили детальный отчет по стратиграфии этой территории, и использованные ими наименования формаций приняты в настоящей работе. Стратиграфическая колонка приведена в табл. 1.

Вулканиты Истерн-Крик обнажаются на обширной площади к юго-востоку от рудника Маммот. В целом они представлены тонко- и среднезернистыми метабазальтами и метаандезитами порфировой и миндалекаменной текстуры с прослоями кварцитов и подчиненных серых листоватых глинистых сланцев. Вверх по разрезу отношение осадочных пород к вулканическим воз-

J. W. Mitchell, Chief Geologist, Gunpowder Copper Ltd.; *G. P. Moo* Geologist, Gunpowder Copper Ltd. Публикуется с разрешения компании.

Таблица 1

Стратиграфическая колонка для района Маммот

Формация	Литология	Мощность, м
Парадайс-Крик	Строматолитовые кремни	80
	Алевролиты, сланцы	91
	Доломитовые алевролиты, кремни	152
	Кремни	7
Ганпаудер-Крик	Сланцы с линзами доломитов	76
	Кварциты	27
	Алевролиты	76
	Железистые песчаники	54
	Алевролиты	80
	Конгломераты/алевролиты с подчиненными кварцитами	81
Слои Майолли	Лититовые песчаники	60
	Средне- и грубозернистые песчаники и кварциты	850
	Силл кислых вулканитов	40
	Средне- и грубозернистые песчаники и кварциты	700
Вулканиты Истерн-Крик	Метабазальты, метатрахиты, кварциты	

растает, а вулканиты содержат значительную долю андезитов и трахитов. В качестве верхней границы вулканитов Истерн-Крик принят последний вулканический поток.

Вулканиты Истерн-Крик согласно перекрываются слоями Майолли. Доминирующим типом пород являются массивные, слабослоистые, однородные кварциты, образовавшиеся в результате регионального метаморфизма первоначальных аренитов. Аренитыс высоким содержанием глинистого материала преимущественно неметаморфизованы; наиболее важными среди них являются лититовые песчаники в верхах формации, вмещающие сульфидную минерализацию в Маммоте.

Слои Майолли перекрыты мощной толщей тонкозернистых осадочных пород формаций Ганпаудер-Крик и Парадайс-Крик. Неподалеку от рудника между формацией Ганпаудер-Крик и подстилающими слоями Майолли появляется угловое несогласие в 15°. Формация Ганпаудер-Крик может быть подразделена на три толщи, а именно: нижнюю конгломерат-алевролито-песчаниковую, центральную алевролито-железистую — песчанико-кварцитовую и верхнюю толщу слюдистых алевролитов — глинистых сланцев с линзами доломита.

Формация Парадайс-Крик состоит из тонкослоистых белых базальных кремней, слагающих маркирующий пласт, выше которого следует чередование тонкослоистых коричневых доломитовых алевролитов и кремней. Знаки ряби и другие осадочные текстуры указывают на мелководную изолированную среду. Эти породы перекрыты толщей железистых алевролитов и глинистых сланцев, которые на глубине становятся графитовыми. Верхняя часть формации в районе представлена строматолитовыми силицифицированными кремнями, обнаруживающими как столбчатый, так и пластинчатый тип строматолитов.

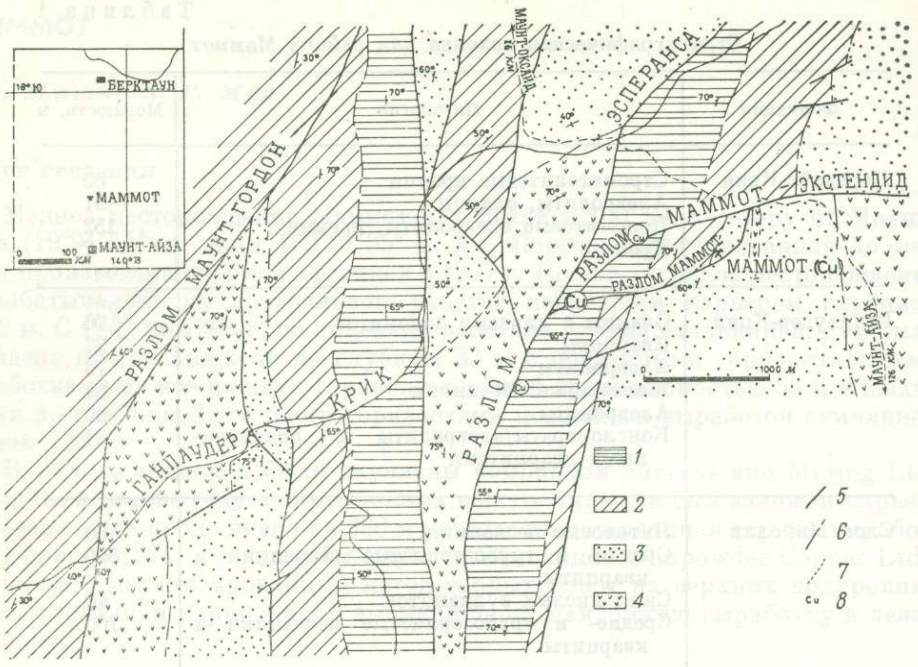


Рис. 1. Геологическая карта района Маммот.

Нижний протерозой: *1* — формация Парадайс-Крик (доломитовые алевролиты, сланцы, кремни); *2* — формация Ганпаудер-Крик (алевролиты, сланцы, песчаники, конгломераты); *3* — слои Майолли (кварциты, песчаники); *4* — вулканиты Истерн-Крик (вулканиты среднего — основного составов, кварциты); *5* — основные разломы; *6* — геологические границы; *7* — дороги; *8* — медная минерализация. На врезке — схема расположения месторождения.

Структура. Главным структурным элементом района является система разломов Маунт-Гордон север-северо-восточного направления, отделяющая пологоскладчатый с небольшим количеством разрывных нарушений западный блок осадочных пород от более интенсивно смятого в складки и сильно разбитого разломами восточного блока.

Главные сжимающие силы были ориентированы в широтном направлении; они вызвали формирование серии эшелонированных складчатых осей меридионального направления, сопровождаемых широко распространенными надвигами, параллельными простиранию слоев. Блоки вулканитов Истерн-Крик были надвинуты по более важным продольным разломам, например по разлому Эсперанса. Основными разломами северо-восточного направления, связанными с тангенциальным стрессом, являются Маммот и Маммот-Экстендид; обычно появление мелких разрывов растяжения широтного направления.

Рудник Маммот расположен к востоку от разлома Маунт-Гордон на восточном фланге синклинали, смятой в остроугольные складки, вдоль оси которой располагается надвинутый блок вулканитов Истерн-Крик и слоев Майолли.

Минерализация. Медная минерализация в районе почти полностью ограничена «структурно-стратиграфическими ловушками» вдоль разломов Маммот, Маммот-Экстендид и Эсперанса. В Маммоте минерализация встречается в верхней части слоев Майолли среди брекчированных песчаников лежачего бока разлома Маммот (рис. 2). Бурение показало, что остальная медная минерализация локализована в месте сочленения разломов Маммот и Мам-

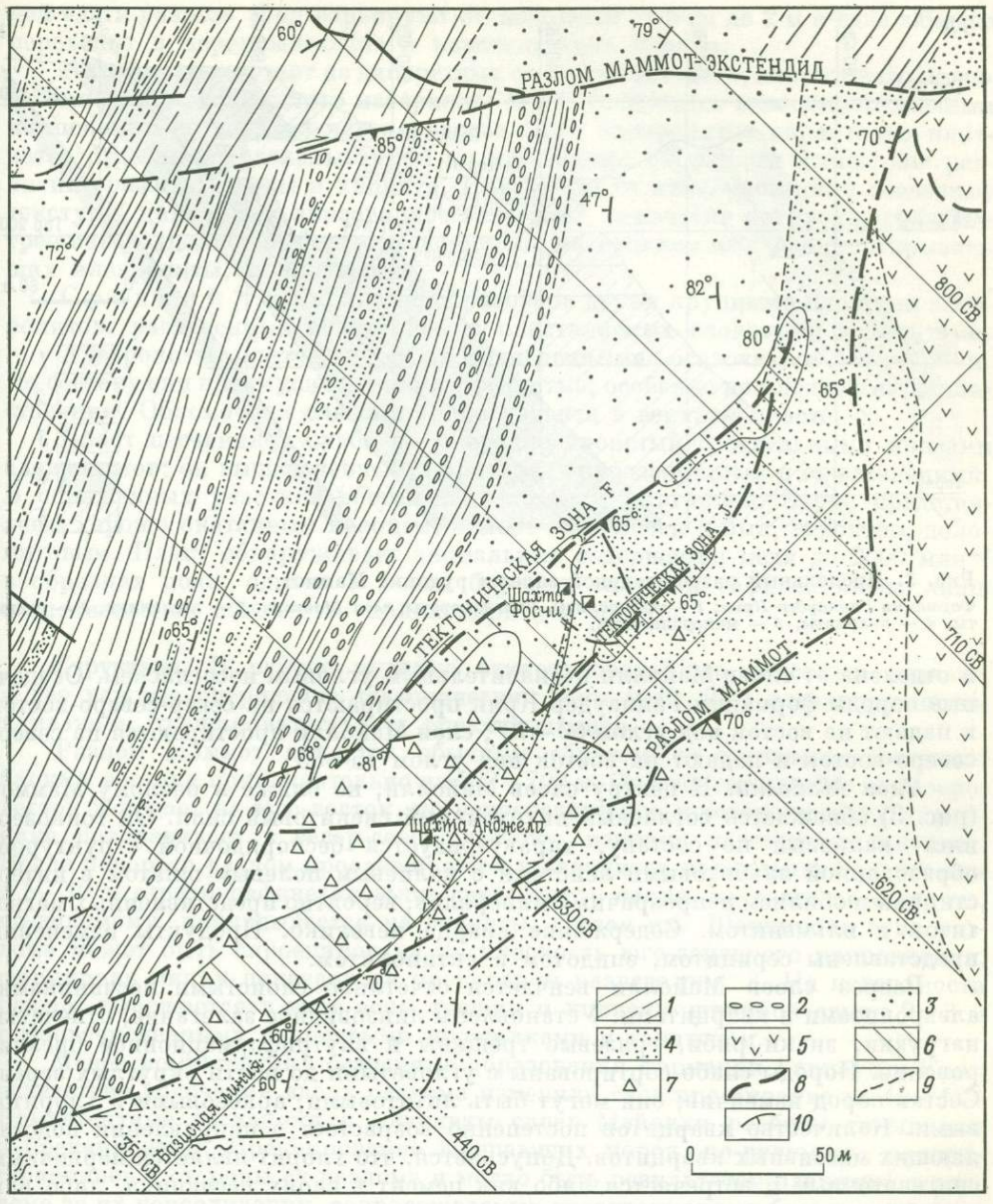


Рис. 2. Геологическая карта участка рудника Маммот.

1 — алевролиты; *2* — конгломераты; *3* — песчаники; *4* — кварциты; *5* — сиениты; *6* — минерализация; *7* — брекчирование; *8* — разрывные нарушения; *9* — геологическая граница; *10* — контур карьера.

мот-Экстендид среди брекчированных строматолитовых пиритизированных кремней формации Парадайс-Крик; этот участок известен под названием Эсперанса и находится в 600 м к юго-западу от Маммота (рис. 1).

Геология площади месторождения

Стратиграфия. Породы на участке месторождения расчленены на слои Майолли и формацию Ганпаудер-Крик. Предполагается, что толща конгломератов и алевролитов является основанием формации Ганпаудер-Крик

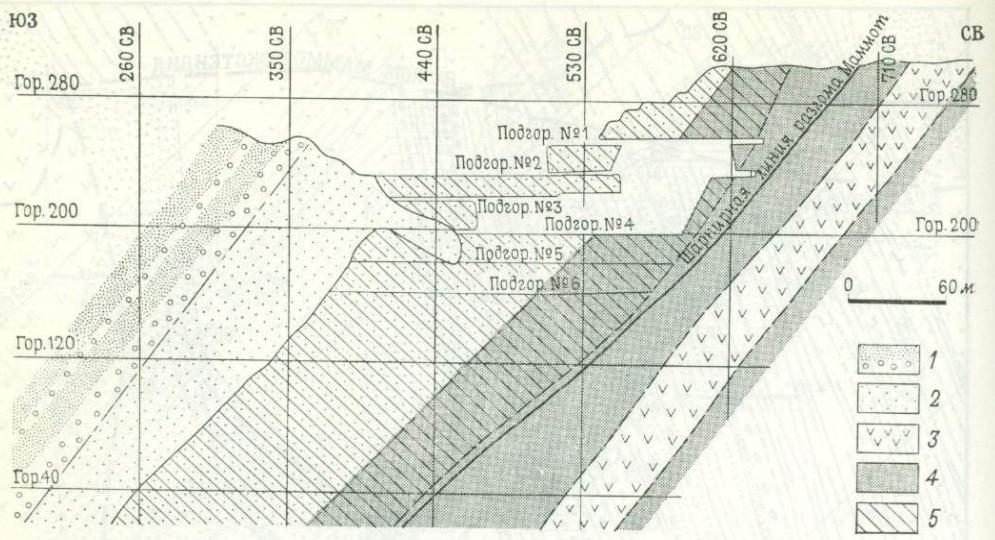


Рис. 3. Продольный разрез главной залежи рудника Маммот.

Формация Ганпаудер-Крик: *1* — алевролиты, конгломераты; *слои Майолли*: *2* — песчаники, *3* — сиениты, *4* — кварциты, *5* — минерализация.

и отделена от слоев Майолли незначительным угловым несогласием. Осадочные породы формации Ганпаудер-Крик простираются на север-северо-восток и падают на восток под углом 60—70°; слои Майолли простираются на север-северо-восток и падают на восток под углом 75—85°.

Слои Майолли. К центру слоев Майолли, но ближе к разлому Маммот (рис. 3) обнажается согласный интрузивный сиенитовый силл. Он тонкозернист, калиевый по составу, характеризуется беспорядочной структурой, образованной альбитовыми лейстами с калиевым полевым шпатом в интерстициях и обилием непрозрачных минералов, вероятно представленных магнетитом и ильменитом. Содержание кварца невелико. Продукты изменения представлены серицитом, эпидотом и актинолитом.

Разрез слоев Майолли венчается отчетливо слоистыми песчаниками, алевролитами и кварцитами. Установлены линзовидное залегание, отпечатки нагрузки, знаки ряби, грязевые трещины и внутриформационное брекчирование. Породы слабо сортированы с угловатыми до почти округлых зерен. Состав пород изменчив; они могут быть лититовыми, аркозовыми и хлоритовыми. Количество кварцитов постепенно возрастает в направлении подстилающих массивных кварцитов. Допускается, что хлорит является первичным сингенетичным и встречается либо как цемент в слоях песчаника, либо как ремобилизованный материал по трещинам и плоскостям кливажа.

Формация Ганпаудер-Крик. Две нижние толщи из выделенных трех присутствуют на участке месторождения.

Нижняя толща. Это отчетливо слоистая конгломерат-алевролит-песчаниково-кварцитовая толща. Конгломераты доминируют среди пород основания. Они состоят из слабо сортированных, полуокатанных до окатанных кварцитовых, аркозовых, песчаниковых и алевролитовых галек в железистом или кремнистом цементе. Валунные конгломераты близ основания содержат крупную гальку размером до 10 см, а средний размер гальки составляет 1—2 см. Вверх по разрезу конгломераты в общем становятся менее значимыми, более мелкообломочными и лучше сортированными.

Пласты массивных кварцитов, полностью ресилицифицированные и обнаруживающие слабую неотчетливую слоистость, более распространены в верх-

ней части разреза. Они варьируют по мощности от 5 см до 2 м и едва заметно переходят в перекрывающие и подстилающие пласты.

Алевролиты состоят из дискретных слоев графитового, хлоритового, кремнеземистого и железистого материала; слюда становится важным обломочным компонентом в верхней части разреза. Для алевролитов характерно плитчатое строение с раскалыванием по плоскостям слоистости вследствие развития графита, слюды и хлорита. Присутствуют многочисленные осадочные текстуры, такие, как линзовидное залегание, отпечатки нагрузки, грязевые трещины, заполнение более песчанистым материалом из слоев, перекрывающих алевролиты, и оползание.

Средняя толща. Она образована двумя крупными пластами алевролитов, разделенных песчаником и подстилаемых слоистыми кварцитами.

Алевролиты плитчатые, с многочисленными осадочными текстурами. По составу они преимущественно графитистые, особенно по плоскостям напластования. Обломочная слюда широко развита в верхнем пласте.

Пласт песчаников слабо до умеренно слоистый с отдельными линзами алевролитов; он выщелоченный, пористый, грубозернистый и ожелезненный. В обнаженных участках обогащен железом и марганцем. Зерна представлены хорошо окатанным кварцем, цемент выщелочен и был, вероятно, доломитовым. Пласт обнаруживает аномальные содержания меди до 2000 млн$^{-1}$ в образцах почв, однако в керне буровых скважин зафиксировано лишь незначительное количество халькопирита и пирита.

Структура. В районе рудника откартированы два основных разлома и две важные оперяющие тектонические зоны (рис. 2) с ассоциирующими кливажом, трещиноватостью и брекчированием.

Разлом Маммот является обычным сбросом со смещением северного блока к востоку приблизительно на 600—700 м. Он прослеживается на северо-восток и падает на юго-восток, но непосредственно к северо-востоку от рудника поворачивает к север-северо-востоку, изменяя падение на западное. После поворота разлом прослеживается в кварцитах параллельно слоистости в 5—10 м стратиграфически выше сиенитового силла, но далее на север он, по-видимому, накладывается на сиениты, срезая их. Шарнирная зона разлома может быть спроецирована на плоскость юго-западного направления; шарнирная линия показана на продольном разрезе рис. 3. На поверхности разлом выражается в виде зоны трещин и кливажа шириной свыше 2—3 м с многочисленными кварцевыми прожилками и гематитом.

Менее компетентные осадочные образования формации Ганпаудер-Крик вследствие волочения вдоль разлома изменили свое простирание на 10—15°. Компетентные песчаники и кварциты слоев Майолли разбиты трещинами и брекчированы. Брекчирование вмещающих пород, по-видимому, распространялось в стороны от разлома и могло быть результатом движений в разломе до их консолидации, сопровождаемых гравитационным брекчированием.

Разлом Маммот-Экстендид также является нормальным сбросом и простирается на участке месторождения на восток при вертикальном падении. Горизонтальное смещение северного блока составляет 250 м на восток. С разломом связаны небольшая зона брекчирования, многочисленные трещины и рассланцевание.

Оперяющая тектоническая зона F представляет собой хорошо выявленную в горных выработках структуру, простирающуюся субпараллельно разлому Маммот. На северном фланге рудника возле подгоризонта 6 зона пересекает разлом Маммот, однако выше этого уровня она отклоняется к север-северо-востоку с более крутым, чем разлом, западным падением. Предполагают, что зона также пересекает разлом Маммот к югу от рудника. На участке рудника она выражена зоной рассланцеванных и трещиноватых пород

хлоритового и каолинового состава; к северу развивается плоскопараллельно-трещиноватый тип структуры. В керне скважин и на поверхности зона определяется с трудом.

Оперяющая тектоническая зона J дважды пересекает зону F в месте поворота последней и в 200 м южнее. Она падает на юго-запад, но на севере она также меняет направление и падает на запад-северо-запад. Она представлена зоной рассланцевания и трещиноватости шириной 1—5 м.

Минерализация. Минерализованная зона имеет в среднем общую ширину 70 м. Однако промышленные рудные тела, определяемые опробованием и горной отработкой, имеют среднюю ширину 15 м. Горизонтальная длина по простиранию главного рудного тела 180 м. Имеются еще два других промышленных рудных тела: F и J, но последнее становится непромышленным ниже подгоризонта 3. Рудное тело F имеет среднюю ширину 7 м и проявляется в виде двух линз; северная линза имеет длину по простиранию 80 м, а южная — 50 м.

Подземные горные выработки в июне 1973 г. были нарезаны до подгоризонта 6, а выемка остановлена выше подгоризонта 4 (рис. 3).

Сульфидная минерализация присутствует в виде интерстициальных заполнений брекчированных песчаников и подчиненных алевролитов. Брекчия в целом ограничена участком пересечения пачки верхних песчаников слоев Майолли с разломом Маммот. Отдельные слои были более благоприятны как для брекчирования, так и для замещения минерализацией.

Стратиграфический контроль. Детальный анализ стратиграфического контроля минерализации находится в предварительной стадии, поскольку горные выработки лишь недавно были пройдены сквозь основание структурно-контролируемой зоны гипергенеза.

Очевидно, что вмещающие породы являются благоприятными вследствие их литологических, физических и химических особенностей. Они представляют собой среднезернистые, однородные, аркозовые и лититовые песчаники и кварциты, частично хлоритизированные. На руднике развитие хлорита ограничено пластами алевролитов, которые могут соответствовать безрудным или непромышленным участкам минерализации. В подсечениях скважинами глубокого бурения жилы массивных сульфидов встречаются и в хлоритовых аргиллитах и в аренитах.

В направлении северного фланга рудника уменьшается как общее количество сульфидов, так и отношение меди к пириту. Это может быть связано с увеличением кварцитовых осадочных пород, менее брекчированных и более непроницаемых для растворов.

Контролирующее значение оперяющей тектонической зоны F достаточно четко не определено. Общий контур минерализации соответствует зоне рассланцевания, но в дискретных линзах он может совпадать с положением благоприятных типов пород как в висячем, так и в лежачем боку зоны.

Структурный контроль. Наиболее важным элементом структурного контроля является брекчирование в лежачем боку разлома Маммот, хотя возможно, что брекчия, по крайней мере частично, имеет осадочное происхождение. Механизм брекчирования варьирует в различных типах пород.

1. Массивные песчаники были раздроблены с появлением многочисленных интерстициальных полостей, обусловивших высокую проницаемость.

2. Кварциты разбиты трещинами, что выразилось в жилоподобном облике минерализации.

3. Алевролиты рассланцованы либо испытали волочение вдоль более компетентных пластов. Образовавшиеся полированные и гладкие плоскости рассланцевания послужили, вероятно, барьерами, препятствовавшими распространению растворов на верхние горизонты.

Главным рудоконтролирующим каналом мог быть разлом Маммот. Изгиб в простирании к северу от рудника, возможно, косвенно ограничивает рудную зону, поскольку маловероятно, чтобы брекчирование распространялось за его пределы.

Тектоническая зона F определенно является контролирующей для минерализации рудного тела F. Однако наблюдается увеличение масштабов и интенсивности минерализации на пересечении тектонических зон J и F. Менее важные зоны рассланцевания и разрывные структуры контролировали гипергенную минерализацию на верхних горизонтах рудника.

Минералогия. Первичная минерализация представлена халькозином, борнитом, халькопиритом, дигенитом, ковеллином и обильным пиритом.

Судя по минераграфическим данным, минералообразование происходило в две фазы: пиритовую и халькозин-борнитовую. Допускается низкая температура минералообразования для обеих фаз. В подземных горных выработках наблюдается множество случаев зонального замещения пирита халькозином. Масштабы замещения варьируют от слабо развитых структур врастков в кристаллах до полного замещения; тонкорассеянный гематит определяет реликтовые границы кристаллов. Имело место замещение хлорита; но очень слабо замещались вмещающие породы. Количество борнита в рудах повышается ниже горизонта 40. Халькозин и борнит обнаруживают эвтектические структуры прорастания.

Выветривание. В ранних описаниях указано, что на поверхности рудника обнажались два выхода железных шляп. Они были удалены горняками того времени, и не имеется каких-либо сведений об их структуре или минералогии. Выветривание было неглубоким и захватывало, по-видимому, лишь 20-метровую верхнюю часть рудной залежи. Ниже этого уровня находки карбонатов и окислов ограничены стенками трещин.

На верхних горизонтах рудника обычен сажистый гипергенный халькозин, встречающийся в трещиноватых участках рудовмещающих пород и подстилающих кварцитов, а также по контакту песчаников и кварцитов. Основное гипергенное обогащение наблюдается в интервале от 20 до 70 м ниже современной дневной поверхности. Контакт между гипергенной и первичной зонами неотчетлив и характеризуется отдельными участками гипергенного обогащения, распространяющимися на глубину рудника по проницаемым трещинам.

Генезис

В настоящее время недостаточно детальных сведений по геологии рудника, чтобы предложить какую-либо определенную генетическую гипотезу. Зафиксированы следующие, относящиеся к этой проблеме, данные:

1. Брекчирование обнаруживает, по-видимому, признаки как осадочного, так и тектонического происхождения; оно не прослеживается вверх по разрезу от разлома Маммот в конгломераты формации Ганпаудер-Крик.

2. На основании петрологического изучения структур руд предполагается, что минерализация происходила в ходе диагенеза.

3. Интрузивный сиенитовый силл обладает повышенными содержаниями меди и находится близ разлома Маммот, который мог бы служить удобным каналом для проникновения рудоносных растворов.

4. Явное отсутствие изменений вмещающих пород и минеральная ассоциация (халькозин — борнит — дигенит) указывают на низкую температуру минералообразования (ниже 83°С).

5. До медной минерализации во вмещающих породах присутствовал сингенетичный пирит, который мог быть ремобилизован.

6. Минерализация подобного состава (пирит — халькозин) встречается в брекчии более молодых осадочных пород в Эсперанса.

7. Около 80 м стратиграфического разреза между разломами Маммот и Маммот-Экстендид характеризуются аномальными содержаниями меди.

8. Сокращение разреза на юг вкрест главных разломов и дифференциальное замещение с востока на запад вдоль разломов указывают на конседиментационный характер разрывных нарушений.

По полевым данным могут быть предложены две модели геологической истории района месторождения.

Конседиментационная тектоника. Разломы Маммот и Маммот-Экстендид были активными во время отложения слоев Майолли и более поздних осадков, но в различные моменты времени и в разной степени.

Разлом Маммот был наиболее активным в процессе отложения толщи вмещающих пород и двух нижних членов формации Ганпаудер-Крик. Движения замедлились в ходе последующего осадконакопления и, вероятно, прекратились до отложения формации Парадайс-Крик. Движение, имевшее место после прекращения седиментации, может быть измерено по смещению основания формации Парадайс-Крик.

Разлом Маммот-Экстендид был менее активным или неактивным во время отложения толщи вмещающих пород и двух нижних членов формации Ганпаудер-Крик, но движения заметно усилились в течение последующего осадконакопления вплоть до образования нижней части формации Парадайс-Крик. Движение, происходившее после завершения седиментации, не может быть определено, хотя разлом, вероятно, был активным в течение заключительных подвижек по разлому Маммот.

В этой модели предполагается, что брекчирование в Маммоте и Эсперанса происходило преимущественно до консолидации пород или имело тип осадочного гравитационного брекчирования.

Время внедрения сиенитового силла не может относиться к этой цепи событий. Силл и вмещающие его осадочные породы не обнажаются к северу от разлома Маммот-Экстендид вследствие срезания их разломом в восточной части площади рудника.

Наложенная тектоника. По этой модели оба разлома были активизированы в течение одной фазы орогении, происходившей после отложения всех осадочных пород. Дифференциальное перемещение по простиранию разломов является результатом наклона на восток северных блоков. Явное сокращение разреза с севера на юг можно объяснить более ранним проявлением продольных перемещений по отношению к поперечным. В этой модели предполагается, что зоны брекчирования, вмещающие минерализацию, имеют полностью тектоническое происхождение. Считается, что сиениты являются посттектоническими, но это определенно не установлено.

Могут быть предложены две гипотезы генезиса руд.

Эпитермальное происхождение. Эта гипотеза может быть связана с обеими геологическими моделями, но сиенитовый силл необходимо датировать как образованный после завершения всей тектонической активности. Растворы, формировавшие гидротермальные руды поздней стадии, проникали по разлому Маммот и отлагали сульфиды в благоприятных «структурно-стратиграфических ловушках» в Маммоте и Эсперанса.

Диагенетическое происхождение. Эта гипотеза соотносится с первой геологической моделью. Предполагается, что сульфидная минерализация отложилась до консолидации вмещающей толщи, возможно, в течение времени отложения формации Ганпаудер-Крик. Можно назвать несколько источников образования сульфидов цветных металлов:

1) связанные в глинистых частицах и привнесенные катионы цветных металлов, мобилизованные и сконцентрированные в интерстициях брекчии

под воздействием тектонических напряжений, почти одновременного с осадконакоплением;

2) выщелачивание сиенитов или подстилающих вулканитов Истерн-Крик гидротермальными или метеорными растворами;

3) поздняя стадия гидротермальных растворов, связанная с интрузией сиенитов.

Ни одна из двух генетических моделей не подходит удачно ко всем имеющимся в наличии фактам. Первая игнорирует факты, предполагающие диагенетическое замещение сульфидов, а вторая подразумевает, что минерализация Эсперанса была сформирована в другое время.

Список литературы

1. *Brooks J. H.*, Copper Mining in the Cloncurry mineral field, Publ. geol. Surv. Qd., 285, 1957.
2. *Brooks J. H.*, Mammoth copper mine, Calton Hills, Mount Isa mineral field, Qd. Govt. Min. J., 63, 376-379, 1962.
3. *Carter E. K., Brookd J. H., Walker K. R.*, Precambrian of north western Queensland, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 51, 1961.
4. *Honman C. S.*, The Mt. Oxide area, Cloncurry district, Aer. Geol. Geophys. Surv. N. Aust. Qd. Rep. No. 20, 20, 1938.
5. *Keyser F.* de, Geology and mineral deposits in the Paradise Creek area of north-west Queensland, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys., Aust., 1958/100, 1958.
6. *Shepherd S. R. L.*, Some mines on the Cloncurry field, Qd. Govt. Min. J., 47, 48-49, 1946.

Барра

Р. Райт

Общие сведения

Рудник Барра, расположенный в 160 км к север-северо-востоку [1] (33°41′ ю. ш., 138°56′ в. д.), был повторно открыт компанией Samin Ltd. в феврале 1971 г.

Месторождение, относящееся к числу наиболее ранних открытий в Южной Австралии, первоначально разрабатывалось в период 1845—1877 гг., когда вручную было добыто 238 413 т руды со средним содержанием 22% меди.

Программы разведочных работ, выполненные в 1961—1965 гг. горнорудным департаментом Южной Австралии и продолженные в 1966—1969 гг. консорциумом частных предприятий, позволили оконтурить два выхода окисленных медных руд север-северо-западного простирания. Главное рудное тело, вскрытое старым карьером и подсеченное горными выработками, имеет длину около 430 м, ширину до 80 м и распространяется на глубину до 110 м (рис. 1). Второе тело, расположенное в 60 м к северу от первого, имеет длину около 215 м, ширину до 30 м и прослеживается на глубину до 40 м. Общие запасы руды высоких и низких категорий, подсчитанные по данным бурения и извлекаемые при открытой разработке карьером, были оценены на 30 июня 1972 г. в 3,32 млн. т с усредненным содержанием меди 1,52%. Уровень переработки руды составляет постоянно 250 т в день, и лишь

R. G. Wright, Senior Geologist, Poseidon Ltd.

[1] По-видимому, от Аделаиды.— *Прим. перев.*

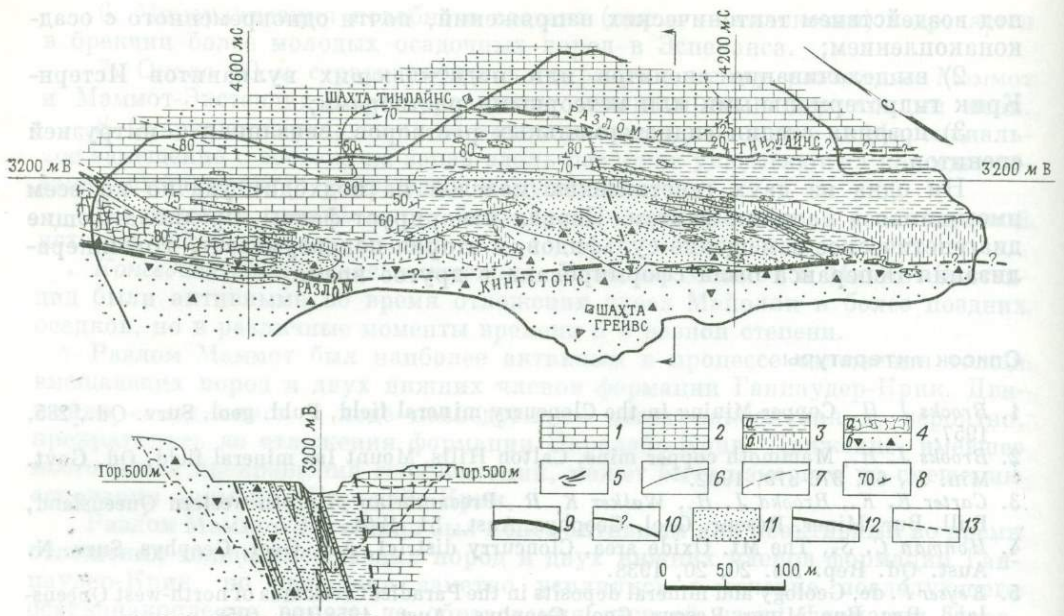


Рис. 1. План и разрез медного рудного тела Барра.

1 — массивные доломиты (1D); *2* — массивные пластинчатые доломиты (1C); *3а* — каолинизированные углистые алевролиты и сланцы с признаками оползания (1B); *3б* — каолинизированные песчанистые алевролиты с признаками оползания (1B); *4а* — массивные плитчатые доломиты (1A); *4б* — каолинизированные мраморные брекчии (1A); *5* — полевошпатовые порфиры; *6* — литологические границы; *7* — литологические границы, предполагаемые; *8* — элементы залегания; *9* — разрывные нарушения; *10* — разрывные нарушения, предполагаемые; *11* — контур руды, проведенный по бортовому содержанию меди 0,5%; *12* — контур карьера по состоянию на январь 1973 г.; *13* — окончательный контур карьера

в сентябре 1973 г. увеличился до 1000 т руды в день. Продуктом рудника является окись меди, а процесс обогащения заключается в аммоний-аммониевом карбонатном выщелачивании окисленных руд. Для увеличения уровня производства будет введена операция обжига.

Важное значение имели отчеты Брауна [2], Сегнита [15], Диккинсона [4], Томсона [16], Джонсона [6, 7, 8, 9], Никсона и др. [13] и сотрудников Горнорудного департамента Южной Австралии.

Роджерс и др. [14] и Капелли [10] представили описание разведочных работ, выполненных компанией Mines Exploration Proprietary Ltd. для консорциума Broken Hill South Ltd., North Broken Hill Ltd., Electrolytic Zinc Co. of Australasia Ltd., McPhar Geophysics Ltd.

Геология района

Рудник Барра расположен в сложноскладчатых верхнедокембрийских (торренсиан) доломитах и известняках близ разбитой разломами осевой части главной неглубокой антиклинали, погружающейся на север. Региональное картирование в рамках геологических листов Барры, выполненное в масштабах 1 : 63 360 и 1 : 250 000 Джонсоном [7] и Майрамсом [12] соответственно, показало, что антиклиналь является одной из серии раннепалеозойских складок меридионального направления, большой амплитуды и протяженности, которые формируют северное продолжение антиклинория Маунт-Лофти. Складки обнажают приблизительно 15 000 м разреза осадочных пород, представляющего главную часть системы Аделаида. Торренсиан

(группа Барра) как часть осадочной колонны включает следующие формации:

Формация	*Литология*	*Мощность, м*
Доломиты Оберн	Черные окремнелые доломиты, постепенно переходящие в зеленые известковистые алевролиты (формация Саддлуорт)	1500
Кварциты Андалья	Косослоистые аркозовые кварциты	150
Сланцы Уолшед-Флат	Темные граувакковые алевролиты	180
Доломиты Скиллогали	Доломитовые сланцы, доломиты и мраморы	2000
Песчаники Райни	Косослоистые полевошпатовые песчаники	3000

Главное разрывное нарушение осевой плоскости к югу от Барры называется разломом Куринга. В 2,5 км к югу от рудника разлом Куринга изменяет простирание с север-северо-западного на запад-северо-западное. В этой точке ответвляются два разлома (Кингстонс и Тинлайнс), пересекающие участок месторождения в северо-западном направлении. Один из разломов, вероятно Кингстонс, сменяет разлом Куринга, прослеживаясь на север в качестве главной плоскости смещения по оси антиклинали.

Таким образом, месторождение Барра локализовано в точке изгиба главной разрывной структуры.

Геология площади месторождения

Стратиграфия. Медная минерализация находится среди доломитов Скиллогали, которые на участке месторождения были расчленены Диккинсоном [4] на четыре картируемые толщи. Его подразделение, принятое другими исследователями, включает снизу вверх следующие разновидности пород:

Толща 1А. Эта толща мощностью свыше 300 м состоит из сложноскладчатых плитчатых и сланцеватых доломитов, в целом измененных до появления включений окварцованного мрамора. Доломиты 1А с западной стороны рудного тела срезаны сильно каолинизированной, частично окварцованной брекчией. Брекчия протягивается параллельно границам осадочных пород более чем на 800 м и имеет ширину до 120 м. Она содержит многочисленные угловатые до полуокатанных обломки и глыбы перекристаллизованных полевошпатовых доломитов, сланцеватых доломитов, известковистых полевошпатовых песчаников — кварцитов и оталькованных и хлоритизированных доломитов и сланцев. Песчаниково-кварцитовые глыбы часто обнаруживают косую слоистость, содержат прослои тяжелых минералов, подобных наблюдаемым в песчаниках Райни.

Многие из глыб вытянуты грубо параллельно напластованию перекрывающих осадочных пород. Они сильно варьируют по величине; самые крупные из них обнаруживают размеры 45 × 12 × 9 м.

Алмазное бурение до глубины 460 м показало, что матрикс брекчии обогащен карбонатом, тальком и слюдой и состоит из обломков пород различного размера вместе с порфиробластическим кальцитом и подчиненными кристаллами кварца. Во всей массе матрикса, который остается на этих глубинах все еще измененным и выщелоченным, содержится рассеянная вкрапленность зерен калиевого и натриевого полевого шпата, турмалина, пирита, примесь халькопирита и борнита.

Считают, что исключительно сильная каолинизация брекчии и осадочных пород до глубин свыше 110 м на участке месторождения явилась результатом супергенного изменения пород, подвергшихся ранее гидротермальным изменениям.

Источниками образования брекчии по предположению некоторых исследователей были:

1) тиллиты (Сегнит);
2) приразломное брекчирование или талус (Диккинсон);
3) диапировая интрузия (Коутс, по данным Томсона);
4) оползневое брекчирование до консолидации породы (Томсон);
5) брекчирование, вызванное гидравлическим напором гидротермальных флюидов, связанных с внедрявшимися интрузиями (Никсон и др.).

Присутствие обломков экзотических пород, возможно образованных из находящихся стратиграфически ниже доломитов Скиллогали, является серьезным аргументом в пользу диапирового способа образования брекчии, предложенного Коутсом (по данным Томсона [16] и Коутса [3]).

Изверженные породы, впервые выделенные Никсоном, связаны некоторым образом с брекчированием, что иллюстрируется широким распространением гидротермальных изменений в брекчии и прилегающих осадочных породах толщи 1В.

Толща 1В. Перекрывающими доломиты 1А и примыкающими к брекчии являются интенсивно смятые в складки волочения и оползшие (?) брекчированные известковистые песчаники и алевролиты, которые снизу вверх постепенно переходят в пластинчатые углистые, известковистые алевролиты и глинистые сланцы.

Петрологические исследования Уиттла (А. Уиттл и др., а также неопубликованные доклады компании Poseidon 22 и 24, 1973) показали, что песчаники и алевролиты состоят из угловатых зерен кварца, ортоклаза и альбита, первоначально образовавшихся в участках кислых изверженных (вулканических?) пород. Некоторые из кластических кварцевых зерен содержат включения халькопирита размером 0,005—0,05 мм.

Пирит (в настоящее время окисленный) составляет до 10—15% осадочной породы и встречается в виде равномерно рассеянных, угловатых, алевритовой размерности кластических (?) частиц.

Присутствует также эвгедральный пирит, ассоциирующийся с тонкими наложенными кварц-полевошпатовыми (калиевыми и натриевыми) штокверковыми прожилками. Прожилки редко превышают 5 мм по толщине и местами содержат пирит-халькопиритовые ячейки с подчиненными кальцитом, мусковитом, апатитом, турмалином, цирконом и сфеном.

Измененные толщи 1А и 1В являются главными вмещающими породами окисленной медной минерализации, отмечающейся лишь в виде подчиненных прожилков, развитых вдоль поверхностей отдельности и кливажа, в доломитах 1С и 1D (например, в разломе Тинлайнс). Окисленные руды, образованные главным образом карбонатами меди, встречаются в виде неравномерной вкрапленности и нодулей, а также тонких прожилков по плоскостям отдельности и кливажа.

На несколько километров к северу и югу от рудника толща 1В является преимущественно карбонатной и углисто-пиритовой с содержаниями меди выше фоновых.

Толща 1С. Толща 1 С состоит из массивных, тонкоплитчатых голубовато-белых доломитов мощностью до 90 м.

Толща 1D. Толща 1D мощностью 460 м состоит из массивных плитчатых доломитов, внешне очень похожих на доломиты 1С, но характеризующихся появлением песчаных до сланцевых доломитовых прослоев, пожелтевших в результате выветривания.

Пустоты растворения и карстовые воронки, развитые вдоль поверхностей отдельности и напластования в массивных доломитах 1С и 1D, местами частично заполнены обломочными нодулями карбонатов меди.

Полевошпатовые порфиры. Мелкие выходы полевошпатовых порфиров были установлены Никсоном на западе центральной части дна старого карьера, приблизительно в центре окисленной части главного рудного тела. Порфиры были описаны Таунсендом из лаборатории Australian Mineral Development [13] как вулканиты порфировой структуры, состоящие из крупных вкрапленников замутненного агрегата калиевого полевого шпата в тонкозернистой мозаичной кварц-полевошпатовой основной массе. Заключенные в породе обломки сложены гипабиссальным микросиенитовым материалом; это позволяет считать, что порфиры образуют интрузивные дайки. Порфиры пересекаются тонкими кварц-полевошпатовыми жилками, содержащими пирит и халькопирит с включениями борнита. Сланцы 1B, окружающие выходы порфиров, изменены до зеленовато-белых глин, обогащенных монтмориллонитом и, как полагают, образовавшихся за счет гидротермальной активности, связанной с внедрением даек.

Структура. *Разрывные нарушения.* К западу окисленная часть рудного тела Барра резко оканчивается по поверхности разлома Кингстонс. В восточном направлении медная минерализация становится рассеянно-вкрапленной и шнурковообразной вплоть до восточного ее края, обозначенного разломом Тинлайнс.

Следовательно, неправильные тела окисленных руд ограничены зоной трещиноватости и дробления между двумя круто погружающимися на восток разломами.

Разлом Кингстонс имеет, возможно, ширину 5—10 м и характеризуется обильным тальком, хлоритом и подчиненным крокидолит-асбестом. Разлом Тинлайнс — узкая, окрашенная окислами марганца и железа зона трещин, заполненных глиной.

Смещение по разломам неизвестно, поскольку они простираются и погружаются субпараллельно осадочным породам. Как показывает обследование разлома Тинлайнс, относительное движение восточного блока происходило в направлении вниз и привело доломиты 1D в тесный контакт со сланцами 1B.

Детальным картированием установлено, что осадочные породы к югу от выхода порфиров смещены приблизительно на 60 м к север-северо-востоку. Поскольку не имеется данных очевидного смещения разломов Кингстонс и Тинлайнс, предполагается, что имели место более ранние поперечные разломы, возможно связанные с левосторонней складчатостью волочения, проявленной в доломитах 1C и 1D к северо-востоку от карьера.

Складчатость. Рудник Барра расположен между двумя разломами восточного падения на центральном восточном крыле главной неглубокой, погружающейся на север антиклинали.

На северном окончании горных выработок по доломитам 1C и 1D вырисовывается множество левых складок волочения, которые плавно погружаются на север. Мелкие складки волочения здесь обнаруживают отчетливое правостороннее эллиптическое эшелонированное распределение, являющееся неопределенным в других местах. С восточной стороны карьера вдоль старой дороги подобные складки в доломитах погружаются неглубоко на юг.

Таким образом, месторождение находится на участке куполовидной антиклинали, которая могла играть определенную контролирующую роль при отложении первичной минерализации.

Трещиноватость. Распределение трещин может быть представлено в следующем виде:

Простирание (к меридиану)	*Падение*
090°	Ю 65°
070°	ЮВ 75°
155°	СВ 70° до ЮЗ 80°

Наиболее распространенной является первая система, способствовавшая образованию полостей растворения там, где она пересекает трещины отдельности по напластованию в доломитах 1C и 1D.

Локализация и контроль руд

Вторичные руды Барра представлены двумя неравномерно обогащенными зонами, перекрывающими, по-видимому, бедную сульфидную минерализацию, в целом характерную для измененных осадочных толщ 1A и 1B.

Окисленные руды содержат следующие рудные минералы приблизительно в порядке их распространенности: малахит и азурит (главные), хризоколла (второстепенный), куприт и самородная медь (редкие).

Распространенность вторичных и первичных сульфидов от редких до второстепенных количеств возрастает с глубиной.

При бурении ниже запроектированного дна карьера к востоку по линии разреза 4114 м С на глубине 125 м по вертикали была подсечена смешанная гипергенная сульфидно-карбонатная минерализация. Минеральный состав и распределение в ней меди (при среднем содержании 1,38%) в виде рассеянной вкрапленности в брекчии 1A внутри разлома Кингстонс были исследованы Коппером (неопубликованный отчет AMDEL, MP 68/73, 1972) и приведены ниже.

Минерал	*Вес.* %	*Доля меди*, %
Халькозин	0,6	45—55
Борнит	0,4	20—30
Малахит	0,4	25—35
Азурит	0,1	3—6
Халькопирит	Сл.	< 1
Ковеллин	»	< 1
Самородная медь	»	< 1
Хризоколла	»	< 1
Золото	»	
Пирит	»	

Дигенит и неодигиенит были установлены ранее в образцах из старых отвалов. Неизмененные доломитовые вмещающие породы предохраняли вторичные руды от существенного диспергирования в процессе выветривания.

Известно, что первичная минерализация встречается в следующих трех формах:

1) пирит-халькопирит-борнитсодержащих кварц-полевошпатовых штокверковых жил в сланцеватых и трещиноватых углисто-карбонатных осадочных породах 1B;

2) редкой рассеянной пирит-халькопирит-борнитовой вкрапленности в основной массе измененной брекчии 1A, местами сгущающейся в сильно рассланцованных зонах (например, в разломе Кингстонс);

3) редких, кластических кварц-халькопиритовых зерен в осадочных породах 1B.

На основе исследования ограниченного числа проб Джонсон показал присутствие золота до 3,8 г/т в железистых образцах из разлома Кингстонс и серебра до 16 г/т в образцах сульфид-содержащей брекчии 1A из старых отвалов. Примеси галенита были установлены в доломитах 1D к востоку от шахты Тинлайнс.

Первичная минерализация, по-видимому, контролируется следующими факторами: 1) пористостью выщелоченных и измененных брекчий 1A; 2) рассланцеванием и трещиноватостью в брекчии 1A и прилегающих осадочных породах; 3) углисто-пиритовым и карбонатным составом осадочных пород 1B; 4) антиклинальным воздыманием осадочных пород.

Генезис руд

Для объяснения происхождения первичных руд месторождения Барра предыдущие авторы предложили гипотезы:

1) интрузивного происхождения, связанного с выходом полевошпатовых порфиров (наличие которых позднее опровергалось) в 0,8 км к западу от рудника (Диккинсон);

2) сингенетического происхождения медной минерализации, отлагавшейся до или во время оползания и консолидации осадочных пород (Томсон);

3) возможного сингенетического происхождения меди, позднее ремобилизованной в зоны разломов в процессе складчатости и захоронения (Джонсон);

4) интрузивного происхождения, связанного с выходом полевошпатовых порфиров в старом карьере (Никсон и др.).

Картирование и опробование в последние годы показали широкое развитие медьсодержащих кварц-полевошпатовых прожилков и неравномерную фельдшпатизацию, пиритизацию, серицитизацию, турмалинизацию и силицификацию вмещающих пород 1А и 1В. Наличие измененных изверженных пород, примеси золота и серебра в разломе Кингстонс и интенсивные изменения вмещающих пород — все это указывает на гидротермальную деятельность в течение поздней стадии остывания внедрившегося интрузива.

Данные, полученные в настоящее время, поддерживают гипотезу Никсона, согласно которой минерализация связана с внедрением кислого интрузивного тела. Возможными примерами могут служить медь- и молибденсодержащие гранодиорит-адамеллитовые интрузивы в Бендиго, расположенном в 73 км к северо-востоку от Барры [11], и в Анабама-Хилл в 150 км к северо-востоку от Барры [1].

Как полагает Томсон [17], эти интрузивы нижнепалеозойского возраста, вероятно, контролируются пересечением глубоких разрывных структур фундамента. Отмеченное изменение направления простирания разлома Куринга в районе Барры, возможно, является отражением пересечения таких разрывных структур фундамента.

Благодарности

Эта статья публикуется с разрешения компании Poseidon Limited. Автор благодарит также г-жу Р. П. Котс, Л. Дж. Никсона, Дж. Б. Робертса, Б. П. Томсона и д-ра А. В. Дж. Уиттла за полезные советы и обсуждение. Особую благодарность автор выражает г-же С. Р. Ватерман за печатание рукописи и г-же А. Дж. Мак-Доналд за изготовление иллюстраций.

Список литературы

1. *Blissett A. M.*, *Reed J. A.*, Investigation of the Anabama copper and molybdenum prospect, Olary, Rep. Dep. Mines S. Aust., 73/4, 1973.
2. *Brown H. Y. L.*, Record of the Mines of South Australia, Adelaide by Authority, 37-38, 1908.
3. *Coats R. P.*, Diapiric Breccia, Burra Open Cut, Q. Geol. Notes geol. Surv. S. Aust., 1973.
4. *Dickinson S. B.*, The structural control of ore deposition in some South Australia copper fields, No. 1, Bull. geol. Surv. S. Aust., 20, 66-78, 1942.
5. *Hooper G. J.*, Detailed geological investigation of the Burra open pit, Rep. Poseidon Ltd., 1973/5 1973.
6. *Johnson W.*, Copper ore in sinkhole and solution cavities at Burra, Q. Geol. Notes geol. Surv. S. Aust., No. 3, July, 1962.
7. *Johnson W.*, Burra 1:63 360 Military Sheet Geol. Surv. S. Aust. Atlas 1:63 360 series, Ref. Nos. 760 Zone 6, 1963.
8. *Johnson W.*, A re-interpretation of the Burra Burra copper deposits, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 206, 63-91, 1963.

9. *Johnson W.*, Copper and lead ore deposits of South Australia, Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 285-297, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
10. *Kapelle K.*, Final report on exploration activities, Burra venture, 1st March, 1967 to 15th October, 1969, Mines Exploration Proprietary Limited, 1970.
11. *Langsford N. R.*, The investigation of the Bendigo copper and molybdenum prospect, Report No. 1, Rep. Dep. Mines S. Aust., 71/129, 1971.
12. *Mirams R. C.*, Burra 1:250 000 S. Aust., Geological Atlas Series Cheet I 54-5 Zones 5 and 6, 1964.
13. *Nixon L. G., Fairburn W. A., Warne K. R.*, Progress Report No. 1—Burra mines investigation, Rep. Dep. Mines S. Aust., 61/47, 1965.
14. *Rogers J. K., Roberts J. B., Lewis B. R.*, Progress report on exploration activities—Burra venture 10th January, 1966 to 28th February 1967, Mines Exploration Proprietary Ltd., 1967.
15. *Segnit R. W.*, The Pre-Cambrian/Cambrian succession, Bull. geol. Surv. S. Aust., 18, 99-115, 1939.
16. *Thomson B. P.*, Reappraisal of Burra mine and district, Dep. Mines S. Aust. Min. Rev., 115, 23-33, 1963.
17. *Thomson B. P.*, Geology and mineralization of South Australia, Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 270-284, 8thCommonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.

Маунт-Лайелл

К. Рейд

Общие сведения

Рудное поле Маунт-Лайелл (145°35′ в. д., 42°35′ ю. ш.) расположено близ Куинстауна в западной Тасмании примерно в 250 км по дороге от Хобарта. Большинство рудников размещено на западном склоне горного хребта, имеющего максимальные превышения около 600 м между горой Оуэн (1146 м) и горой Лайелл (920 м). Годовое количество осадков в районе около 2540 мм.

Открытие и отработка в 1883 г. золотоносной железной шляпы привели в 1884 г. к вскрытию меденосных массивных сульфидов рудного тела Блоу (гора Лайелл). К 1898 г. образовалось около 42 компаний, занимающихся разведкой и разработкой минеральных ресурсов рудного поля, но к 1933 г. последняя из них была поглощена компанией Mt. Lyell Mining and Railway Ltd. Эта компания в 1896 г. начала добычу и переработку медьсодержащих пиритовых руд, которые не прекращаются до настоящего времени.

Приблизительные данные относительно общей добычи для каждого рудника в отдельности к июню 1974 г. и оценочные запасы представлены в табл. 1. В 1974 г. добыча руды составила 2 330 000 т при среднем содержании меди 1,187%.

Обзор литературы

Первый детальный геологический отчет по рудному полю был опубликован Грегори [11]. Он рассматривал рудные тела как продукты гидротермального замещения сланцев, измененных вулканитов и интрузивов в зонах «крупных поперечных разломов и смятия» вблизи контактов с более молодыми конгломератами. Эта общая концепция наличия структурного контроля гидротермально-метасоматических руд девонского возраста в дальнейшем получила свое развитие в работах большого числа авторов [14, 25, 9, 7, 5, 2, 3, 4, 27, 34].

K. O. Reid, Chief Geologist, Mt. Lyell Mining and Railway Co. Ltd.

Таблица 1

Общая добыча и оценочные запасы руд на 19 июня 1974 г.

Рудное тело	Добыча к июню 1974 г.				Запасы на июнь 1974 г.	
	т	Cu, %	Ag, г/т	Au, г/т	т	Cu, %
Карьер						
Уэст-Лайелл	57 996 000	0,72	1,66	0,24		
Кроун-Три	710 000	1,44	3,91	0,45	60 000	1,46
Подземные выработки						
Принс-Лайелл	2 465 000	1,12	2,83	0,33	27 866 000	1,43
Линза А					4 524 000	1,32
Ройал-Тарсис	1 549 000	1,54	2,38	0,47	2 338 000	1,48
Рейзорбэк	233 000	1,10	1,48	0,24		
Кейп-Хорн	1 493 000	1,30	3,34	0,44	3 373 000	1,63
Лайелл-Комсток	1 337 000	2,38	5,23	0,67		
Блоу (гора Лайелл)	5 586 000	1,29	61,22	1,99		
Кроун-Лайелл № 1	469 000	1,65	7,93	0,42		
Кроул-Лайелл № 2	238 000	3,24	22,40	0,42	36 000	2,50
Кроун-Лайелл № 3	1 434 000	1,28	4,13	0,31	1 792 000	1,75
Норт-Лайелл	4 567 000	5,49	34,29	0,40		
Твелв-Уэст	75 000	6,45	39,48	0,37	35 000	8,75
Лайелл-Тарсис	1 186 000	1,36	3,64	0,23	553 000	1,24
В целом	79 339 000	1,15	8,10	0,40	40 577 000	1,45

Холл и Соломон [12] впервые высказали мнение о том, что часть рудной минерализации могла быть образована в кембрии. Эта точка зрения была развита Соломоном [29], а также Соломоном и Элмсом [32] при обстоятельном изучении спилит-кератофировой ассоциации и сульфидных залежей в вулканитах Маунт-Рид. Позднее Соломон [30] указывал на преимущественно кембрийский возраст минерализации и ее связь с вулканизмом. Вслед за минераграфической работой Эдвардса [9] Маркхэм [20, 21, 22] на основе петрографического и минераграфического изучения вмещающих пород и руд пришел к выводу, что сульфидная минерализация и ассоциирующиеся с ней околорудные изменения имеют досреднедевонский возраст и, вероятно, генетически связаны с кембрийской вулканической деятельностью. Макдоналд [19] сделал подобное заключение, подчеркнув стратифицированную природу и общий литологический контроль рудной минерализации в районе Уэст-Лайелл. Выводы Маркхэма получили поддержку со стороны Грина [10], изучившего вмещающие породы, характер их изменений и рудную минерализацию в районе Кейп-Хорн — Комсток. Уолш [35] провел подобные исследования в южной части района, включающей рудную залежь Принс-Лайелл, и изучил также распределение кобальта и никеля в пирите, халькопирите и хлорите.

Несколько более ранних работ по содержаниям элементов примесей в сульфидах, по изотопам серы и кислорода в сульфидах и сульфатах, проведенных в целях определения физико-химических условий рудообразования, также согласовались с гипотезой генетического родства рудной минерализации и кембрийского вулканизма [16, 17, 18, 26]. Хендри [13] продолжил изучение геохимического распределения элементов-примесей, минераграфии и петрологии руд и вмещающих пород месторождения Принс-Лайелл. Он пришел к выводу о наличии по меньшей мере двух фаз минерализации, первая из которых имела место в кембрии, а вторая в девоне.

Верхний возрастной предел оруденения был обозначен Джаго и др. [15] как конец среднего — начало позднего кембрия. Корбетт и др. [8] разработали основы стратиграфического расчленения вулканитов Маунт-Рид в районе Куинстауна.

Геология района

Общее геологическое строение территории района Маунт-Лайелл достаточно полно описано в предшествующих работах Уэйда и Соломона [34], Соломона и Элмса [32], Маркхэма [22]. В связи с этим послекембрийская геология не требует детального рассмотрения в настоящем изложении. Ниже приводится лишь краткая схема стратиграфо-литологического расчленения вулканитов Маунт-Рид, разработанная Корбеттом и др. [8].

Геологический разрез в районе Маунт-Лайелл сверху вниз представляется следующим:

Плейстоцен
Валунные и ленточные глины

Юра
Долеритовый силл (гора Седжуик)

Пермь
Тиллиты (гора Седжуик)

Средний девон
Орогенез Таббераббера

Нижний девон — силур
Группа Элдон (песчаники и сланцы)

Ордовик
Группа Джуни
Известняки Гордон
Конгломераты Оуэн, подразделяющиеся следующим образом:
Вверху: слои Пайонир — серые, средне- до грубозернистых песчаники и конгломераты, содержащие обломки хромитов
Несогласие Холедж
Пурпурные гематитизированные песчаники и конгломераты
В средней части: красные гематитизированные песчаники и средне- до грубозернистых конгломераты
Внизу: светлые грубозернистые конгломераты и подчиненные песчаники

Кембрий
Вулканиты Маунт-Рид, повсеместно подразделяемые следующим образом:
Группа Тиндалл
Формация Джукс, туфы Комсток
Несогласие
Пирокластика Куинстаун
Центральный лавовый пояс

Породы центрального лавового пояса описаны Корбеттом и др. [8] как толща кислых лав (кварцевые кератофиры, по Соломону [29]) с подчиненным количеством пирокластики и осадочных пород. Многочисленные обнажения этих пород зафиксированы вдоль хребта Уэст-Кост (рис. 1). Различают три главных типа лав, а именно:

1) вероятно, более древние массивные розовые лавы (кератофиры Дарвин, по Соломону [29]), обнажающиеся преимущественно в виде выступающих хребтов; они содержат рассеянный альбит в окружающей тонкозернистой розовой основной массе;

2) розовые или зеленые лавы кварцевых порфиров, как правило содержащие крупные, отчетливо округлые вкрапленники кварца;

3) бледные серо-зеленые лавы полевошпатовых порфиров.

В результате проведенного недавно картирования установлено, что породы центрального лавового пояса, особенно лавы полевошпатовых порфиров, могут являться рудовмещающими для отдельных рудных тел Маунт-Лайелл.

Пирокластика Куинстаун включает варьирующую по латерали толщу кислых и средних туфов и агломератов (образовавшихся как вследствие выпадения вулканического пепла из облака извержения, так и из пепловых потоков), а также некоторое количество кислых и средних лав с очень небольшим количеством основных лав. Кроме того, присутствуют маломощные осадочные прослои, образованные темно-серыми полосчатыми алевролитами и туфогенными песчаниками. Взаимоотношение пород этой пирокластической толщи и пород центрального лавового пояса к востоку остается проблематичным. Предполагается, что пирокластическая толща несколько моложе (а по латерали синхронна) по отношению к породам центрального лавового пояса. К западу пирокластика Куинстаун фациально сочленяется с толщей граувакк Хенти — Йоланд (рис. 1).

Группа Тиндалл, несогласно перекрывающая пирокластику Куинстаун и породы центрального лавового пояса, представлена туфами Комсток и согласно перекрывающей их формацией Джукс. Туфы Комсток обычно включают розовые и зеленые полосчатые кварц-кератофировые туфы, массивные агломераты, песчаники и сланцы. Формация Джукс состоит главным образом из вулканокластических конгломератов и брекчий с подчиненными прослоями песчаников и сланцев. В целом группа несогласно перекрывает минерализованные и более интенсивно измененные породы пирокластики Куинстаун и центрального лавового пояса. Породы группы Тиндалл не обнаруживают существенных изменений и содержат лишь незначительную сульфидную минерализацию.

Вытянутые тела кварц-полевошпатовых порфиров к западу от горы Лайелл петрологически идентичны кварц-порфировым лавам центрального лавового пояса и рассматриваются как интрузивы в пирокластике Куинстаун.

Среди пород центрального лавового пояса и пирокластики Куинстаун встречается большое количество разных по размеру тел роговообманково-пироксеновых порфиритов (рис. 1). Они обнаруживают постепенный переход от основных разновидностей с вкрапленниками плагиоклаза и клинопироксена к более кислым членам с вкрапленниками кварца, плагиоклаза и роговой обманки. Тонкозернистая основная масса обычно состоит из плагиоклаза и хлорита (иногда обнаруживающего структуры течения), в то же время в ней может появляться тонкозернистый мозаичный кварц. Считается, что эти породы являются преимущественно интрузивными, например андезиты Кроун-Хилл [28], хотя в небольшом количестве установлены и их лавовые фации, например базальты Линч-Крик [28] к югу от Куинстауна.

В районе озера Селина и к северу от ручья Антони-Крик розовые крупнокристаллические порфировидные адамеллиты интрудируют толщу вулканитов (рис. 1) и могут рассматриваться в качестве южного продолжения более крупного интрузива Мерчисон [29].

Геология рудного поля

Вулканиты Маунт-Рид на площади рудного поля включают: толщу кислых и средних пирокластических пород с подчиненными лавами и осадочными породами пирокластики Куинстаун; толщу кислых лав с пропластками пирокластических пород, являющуюся, вероятно, частью разреза центрального лавового пояса; группу интрузивов и лав среднего состава, относящуюся к андезитам Кроун-Хилл; отдельные тела кварц-полевошпатовых порфиров. Эти породы со стратиграфическим или структурным несогласием перекры-

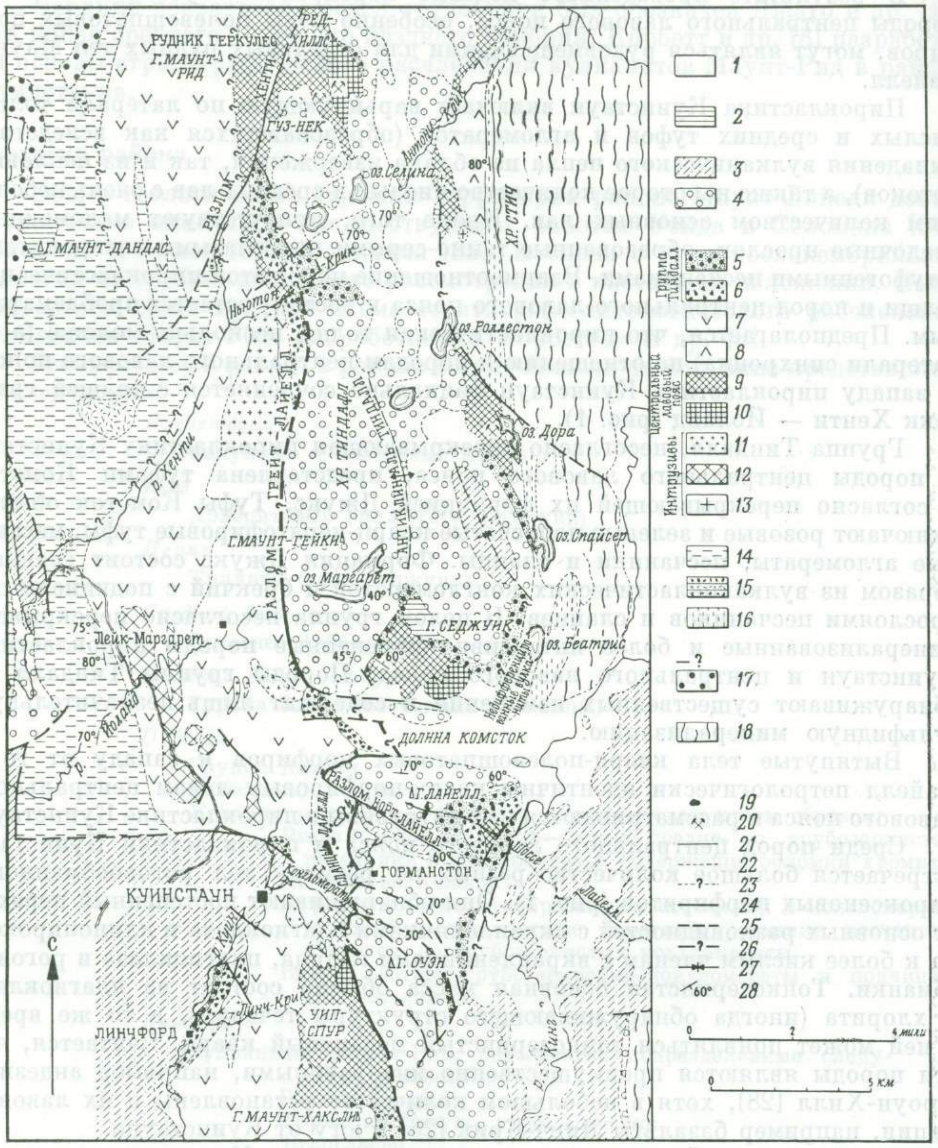


Рис. 1. Геологическая карта района Куинстаун — Ред-Хиллс, показывающая размещение главнейших подразделений вулканитов Маунт-Рид [8].

Четвертичные отложения: *1* — недифференцированные гляциальные и флювиогляциальные отложения; пермь — юра: *2* — пермо-триасовые осадочные породы и юрские долериты; ордовик — девон: *3* — ордовикские известняки Гордон и силуро-девонские породы, *4* — конгломераты Оуэн и их аналоги; кембрий, *вулканиты Маунт-Рид*: *5* — формация Джукс (вулканокластические конгломераты, песчаники сланцы, подчиненные туфы), *6* — туфы Комсток (слоистые и массивные туфы, агломераты, сланцы), *7* — пирокластика Куинстаун (туфы, агломераты, осадочные породы, подчиненные лавы), *8* — пирокластика района озера Селина, *9* — лавы кварцевых и полевошпатовых порфиров, *10* — массивные розовые лавы типа Дарвин, *11* — роговообманково-пироксеновые порфириты и близкие им породы, *12* — кварц-полевошпатовые порфиры, *13* — граниты; *другие породы*: *14* — аргиллито-граувакковая толща трога Дандас с подчиненной пирокластикой, *15* — ультраосновные тела, основные интрузивы и спилитовые лавы трога Дандас, *16* — пачка Стич-Рейндж (переслаивание конгломератов, кварцитов и сланцев); верхний протерозой — нижний кембрий (?): *17* — пачка района Маунт-Дандас (переслаивание кварцитов, аргиллитов и сланцев); докембрий: *18* — метаморфизованные кварциты и сланцы; *19* — рудное тело: *20* — поисково-разведочный участок; *21* — геологическая граница, достоверная; *22* — геологическая граница, ориентировочная; *23* — геологическая граница, предполагаемая; *24* — разрывное нарушение, достоверное; *25* — разрывное нарушение, ориентировочное; *26* — разрывное нарушение, предполагаемое; *27* — ось складки; *28* — элементы залегания слоистости.

ваются образованиями группы Тиндалл в Комстоке и близ Куинстауна, а в Гормастоне они несогласно перекрыты слоями Пайонир. К востоку вулканиты ограничены круто падающим на запад тектоническим контактом с конгломератами Оуэн (рис. 2). На этом участке вулканиты интенсивно рассланцованы, гидротермально изменены и образуют «сланцы Лайелл» [34].

Мелкообломочная кислая пирокластика и осадочные породы. В западной части площади обнажающиеся грубообломочные массивные туфы обычно обнаруживают градационную слоистость с падением в западном и восточном направлениях. Несмотря на трудность идентификации вследствие выветривания, все же можно предположить, что эти породы, по-видимому, являются подводными пепловыми кристаллолитокластическими туфами с прослоями серо-черных алевролитов.

Грубообломочная пирокластика среднего состава. Мелкообломочная кислая пирокластика перемежается с грубообломочной пирокластикой преимущественно среднего состава, обнаруживающей увеличение кремнезема в восточном направлении. Эти породы характеризуются разнообразием текстур, определяемых широким диапазоном размеров обломков, и включают вулканические брекчии (с размером индивидуальных глыб до 1 м в поперечнике), грубообломочные лапиллиевые и игнимбритовые туфы. Они являются преимущественно кератофировыми, хотя и с некоторым уклоном в сторону андезитового состава. Толща включает также немного более кислых, возможно дацитовых разновидностей.

В юго-западной части площади сортированные пласты грубообломочных туфовых брекчий среднего состава постепенно сменяются грубообломочными слоистыми туфами. Обломки слоистых туфов и алевролитов, найденные в базальных частях отдельных пластов грубообломочных туфов, а также отпечатки нагрузки и эрозионные контакты указывают на подводную обстановку отложения материала. Подобные же, но более мелкообломочные породы обнажаются к западу от Кейп-Хорна. Выходы более массивных литокластических туфов среднего состава обнаруживаются близ отвалов хвостов переработки руд и в северной части района. С пирокластикой переслаиваются также тонкие пласты серых до черных алевролитов.

К северо-западу от Кейп-Хорна и Комстока размещается дугообразный пояс, сложенный разнообразными породами среднего состава, включая литокластические туфы и некоторое количество порфиритовых лав [10]. Небольшие обособленные зоны пиритизации, ассоциирующиеся с интенсивным окварцеванием и серицитизацией, находятся в западной части зоны, становясь более значительными по размерам в сторону тела Комсток, сложенного окварцованными породами. Это позднее окварцевание в значительной мере затушевывает первоначальный состав и структуру пород в зоне, прилегающей к контакту конгломератов между Кейп-Хорном и Комстоком.

Кислые лавы и пирокластика. Эти образования включают главные рудовмещающие породы, содержащие сульфидную минерализацию и обычно более интенсивно измененные по сравнению с другими породами участка. В прозрачных шлифах они обычно состоят из вкрапленников и мелких агрегатов кварца в тонкозернистой основной массе кварца, серицита и хлорита; реже также встречаются вкрапленники серицитизированного плагиоклаза. Прочие акцессорные минералы включают сидерит, гематит, магнетит, барит, апатит и циркон. Гидротермальные изменения и рассланцевание в значительной мере нарушили их первоначальные минеральный состав и структуру, затруднив разделение туфов и лав. Однако в отдельных образцах устанавливаются реликтовые кристаллы, структуры девитрификации, пемзовые обломки обрушения и обломки пород. Петрографическое изучение в сочетании с химическим анализом [29, 10, 35] позволило установить, что исходными породами являются преимущественно кварц-кератофировые до риолитовых (?)

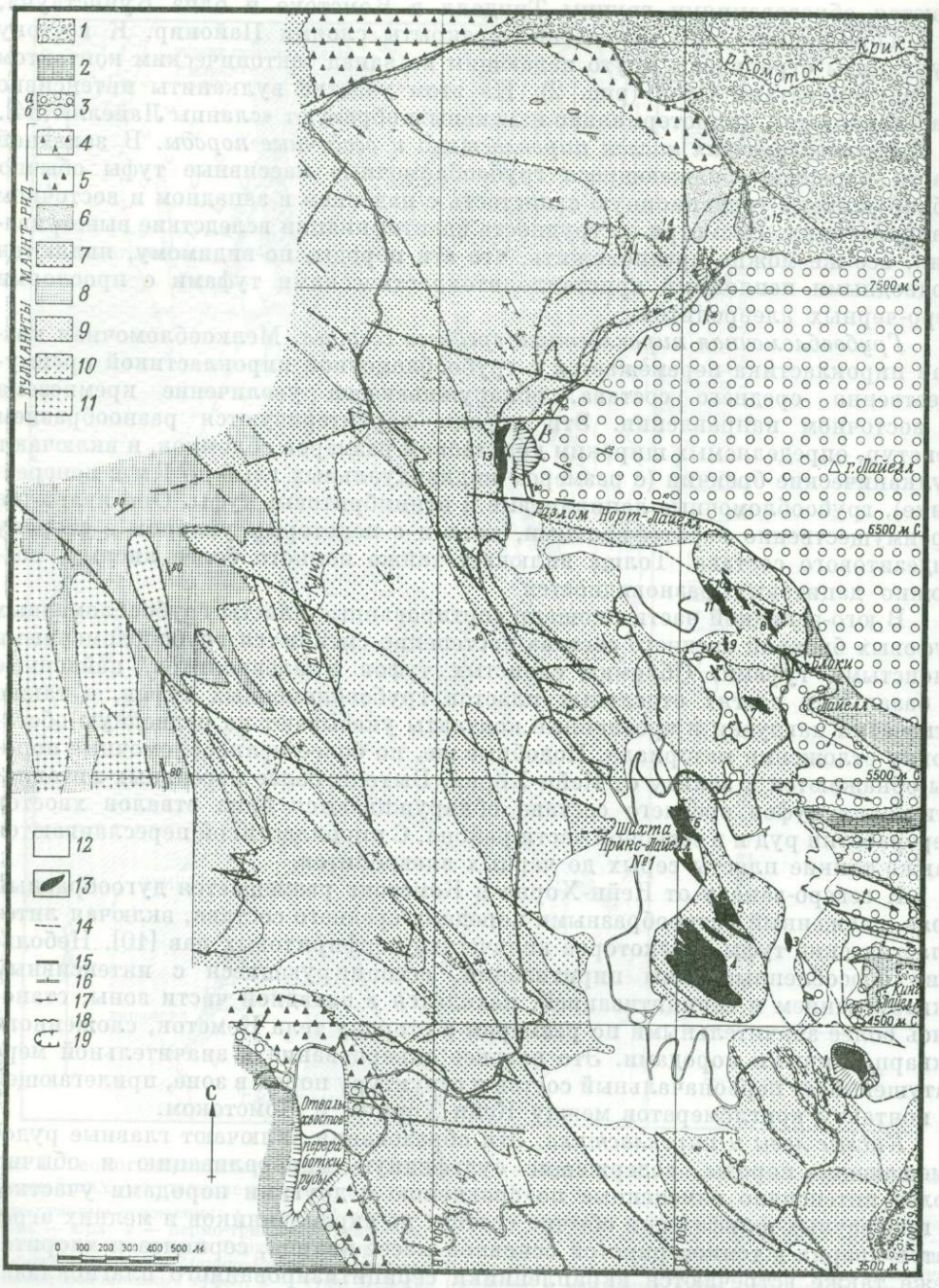


Рис. 2. Геологическая карта района горы Лайелл, показывающая размещение главнейших литологических подразделений и рудных тел.

1 — плейстоценовая морена; *2* — известняки Гордон; *3* — слои Пайонир (*а*) и конгломераты Оуэн (*b*); *4* — конгломераты Джукс; *5* — туфы Комсток; *6* — кремни; *7* — грубообломочная пирокластика среднего состава; *8* — тонкообломочная кислая пирокластика и осадочные породы; *9* — кислые лавы и пирокластика; *10* — интрузивы и лавы среднего состава; *11* — кварц-полевошпатовые порфиры; *12* — отвалы; *13* — рудное тело (цифры на рисунке: *1* — Блоу, *2* — Саут-Лайелл, *3* — Рейзорбэк, *4* — Принс-Лайелл, *5* — Линза А, *6* — Ройал-Тарсис, *7* — Лайелл-Тарсис, *8* — Норт-Лайелл, *9* — Кроун-Лайелл № 1, *10* — Кроун-Лайелл № 2, *11* — Кроун-Лайелл № 3, *12* — Твелв-Уэст, *13* — Кейп-Хорн, *14* — Лайелл-Комсток, *15* — Тасман-Кроун-Лайелл); *14* — контакт конгломератов Оуэн на горизонте штольни (приблизительно на 400 м ниже дневной поверхности); *15* — разлом; *16* — слоистость; *17* — кливаж; *18* — несогласие; *19* — карьер.

потоково-слоистые и брекчиевидные лавы, агломераты, лапиллиевые туфы и игнимбриты. Они варьируют по цвету от преобладающих светло-серых до зеленоватых, если присутствует хлорит, и до розовых вследствие появления мельчайших лейст и включений гематита в кварце. Розовая окраска этих пород особенно широко развита на участках Принс-Лайелл и Кейп-Хорн.

Данная толща кислых лав и пирокластики представляет собой, по-видимому, часть разреза центрального лавового пояса, основная доля которого скрывается к востоку под конгломератами Оуэн.

Интрузивы и лавы среднего состава. Породы среднего состава доминируют в центральной части изучаемой площади. Они состоят из лейст серицита и вкрапленников серицитизированного плагиоклаза (в основном альбита, реже олигоклаза и андезина) в тонкозернистой основной массе хлорита и серицита с рассеянными зернами кварца, кристалликами апатита и окислами железа. В менее измененных образцах присутствуют вкрапленники биотита и пироксена. К сожалению, первичные особенности сохранились плохо, но они, по-видимому, указывают как на интрузивный, так и на экструзивный генезис.

Мелко- и среднезернистые серицит-хлорит-кварцевые рассланцованные породы часто с пятнистым распределением серицита и хлорита, развитые со стороны висячего бока рудного тела Принс-Лайелл, обнажены в виде круто погружающихся тел до 20 м мощности, которые могут быть прослежены на расстояние до 700 м к югу от карьера. Резкие, с зонами закалки, и секущие границы некоторых из тел свидетельствуют об их интрузивной природе. Уолш [35] полагал, что аналогичные породы в окрестностях включают лавы. Установлено также, что подобные породы, сложенные вкрапленниками серицитизированного плагиоклаза и лейстами хлорита в среднезернистой основной массе плагиоклаза, серицита, хлорита, примесных кварца, магнетита, гематита и карбоната, рассекают рудное тело Кейп-Хорн (см. рис. 5). Химическим анализом установлена принадлежность этих пород к кератофирам [26, 10, 35]; некоторые из них, возможно, представляют собой измененные андезито-базальты [35].

Кварцево-полевошпатовые порфиры. В западной части площади кварцево-полевошпатовые порфиры обнажаются в виде серии вытянутых тел среди мелкообломочной пирокластики. Порфиры обычно содержат крупные ксеноморфные вкрапленники кварца и несколько меньшие по размерам вкрапленники серицитизированного полевого шпата и хлорита в тонкозернистой розовой основной массе кварца, полевого шпата и хлорита. Вкрапленники полевого шпата представлены главным образом альбитом, но иногда может появляться и ортоклаз. Соломон [28] описывает эти породы как кварцевые кератофиры или натровые риолиты.

Порфировые тела, как правило, облекаются окружающей слоистой пирокластикой, но иногда обнаруживаются несогласные взаимоотношения между ними и тонкие апофизы порфиров, интрудирующие пирокластику. Полагают, что порфиры являются приповерхностными интрузивами, но они могут быть частично и экструзивами.

Кварциты. Массивные, неправильной до трубообразной формы тела светло-серых, розовых и буро-желтых кварцитов установлены на участках Норт-Лайелл — Кроун-Лайелл и Лайелл-Комсток. Кварциты часто разбиты трещинами и брекчированы и состоят из микрокристаллического агрегата кварцевых зерен с обособлениями и прожилками более грубых перекристаллизованных кварцитов. Они характеризуются различной степени прожилковой и вкрапленной минерализацией сульфидов, гематита, кальцита, барита и флюорита. Наиболее вероятно, что тела кварцитов представляют собой зоны полной силицификации вулканитов и образования типа кремнистого туфа, отложившегося вокруг устья гейзеров [29, 22, 10].

Группа Тиндалл. Породы группы Тиндалл обнажаются в западном замыкании долины Комсток, где они имеют восточные или северо-восточные падения и частично перекрыты ледниковыми отложениями, а также возле отвалов хвостов переработки руды в Куинстауне, где они падают на запад и несогласно перекрываются слоями Пайонир (рис. 2). Содержащие окаменелости известняки, залегающие в нижней части разреза группы близ его основания, в Комстоке датируются концом среднего — началом верхнего кембрия [15]. Вместе с этим на нескольких участках наблюдается их переход в основание конгломератов Оуэн [8], свидетельствующий о том, что группа охватывает бо́льшую часть верхнего кембрия. Некоторые данные позволяют также предполагать, что группа образовалась после главных фаз изменений и минерализации и несогласно перекрывает более древние породы [10, 8].

Туфы Комсток, как правило, представлены розовыми и зелеными полосчатыми кварц-кератофировыми разновидностями, сложенными ксеноморфными кристаллами кварца, альбитом, хлоритом, эпидотом и акцессорными рутилом, окислами железа и апатитом в тонкозернистой основной массе кварца, калиевого полевого шпата, серицита и хлорита. Обычны также массивные агломераты и брекчии; присутствуют глинистые сланцы и туфогенные песчаники. В Комстоке такие полосчатые туфы подстилаются туфогенными песчаниками, граувакками, а также тонкой пачкой известковистых туфов и почти неизмененных органогенных известняков. Алмазным бурением установлено, что на глубине известняки отделены от кварцитовых тел Комсток брекчией туфогенных кварцитов мощностью до 11 м, содержащей угловатые обломки кварцитов (некоторые из них минерализованы), альбит, яшму, пирит и пиритизированные лититовые обломки в пирит-серицитовой или хлоритовой основной массе. Подобные породы, примыкающие к конгломератам Оуэн, подсечены несколькими буровыми скважинами, пробуренными к югу от Комстока; однако известняки среди них присутствовали не всегда. Грин [10] установил значительную вариацию степени изменения альбита в брекчиях туфогенных кварцитов и предположил, что главная фаза гидротермальных изменений и отложения сульфидов предшествовала образованию этих пород. Это свидетельствует о том, что верхним возрастным пределом главной массы минерализации Маунт-Лайелл и связанных с ней изменений был, очевидно, конец среднего или начало верхнего кембрия [15].

Формация Джукс в Комстоке сложена вулканокластическими конгломератами, содержащими кварцитовые гальки (предположительно образовавшиеся за счет разрушения находящихся на востоке докембрийских пород геоантиклинали Тайннан), количество которых увеличивается в сторону несогласного контакта с перекрывающими слоями Пайонир. С конгломератами переслаиваются песчаники, алевролиты, мелкообломочные туфы и агломераты. Эти породы также подсечены буровыми скважинами на западном погружении контакта конгломератов Оуэн на участках Кейп-Хорн и Уэст-Лайелл. К западу, в Куинстауне, формация Джукс отсутствует либо вследствие того, что она не откладывалась здесь вообще, либо в результате эрозии, предшествовавшей образованию слоев Пайонир.

Лампрофировые дайки. Большое число лампрофировых даек мощностью до 3 м прорывает вулканиты на участке Принс-Лаейлл и вдоль дороги Куинстаун — Гормастон. Дайки отчетливо послерудные и, по-видимому, являются более поздними по отношению ко всем наблюдаемым элементам тектоники. Их возраст, вероятно, девонский или более молодой [33].

Структурные особенности района

Структурная обстановка района Маунт-Лайелл охарактеризована многими исследователями [11, 14, 7, 2, 34, 29, 32], в связи с чем мы привели лишь краткое описание, включающее отдельные уточнения их работ.

В пределах хребта Уэст-Кост стратиграфические соотношения между кембрийскими и ордовикскими породами варьируют от несогласных до согласных [6, 2, 29, 8]. Несогласные соотношения известны под названием «несогласие Джукс», а соответствующее историческое событие —«дислокация Джукс». Корбетт и др. [8] представили данные, свидетельствующие о том, что это несогласие идентично наблюдаемому под группой Тиндалл.

В течение позднего кембрия в результате движений по разломам меридионального направления, ограничивающим геоантиклиналь Тайннан на востоке, образовалась погружающаяся грабеноподобная структура вдоль вулканического пояса Маунт-Рид. Породы формации Джукс и конгломераты Оуэн отложились главным образом в пределах этого грабена (бассейн Оуэн). Главным разломом в районе Куинстауна был разлом Грейт-Лайелл, который являлся западным ограничением грабена и, вероятно, препятствовал дальнейшему перемещению кремнистого обломочного материала на запад. Продолжавшаяся тектоническая активность по этому разлому вызвала запрокидывание слоев, смятие их в складки и, возможно, отторжение от поверхности разлома, в результате чего произошло формирование трога рассланцованных вулканитов (Тарсис-Шист) между участками Блоу и Норт-Лайелл — Кроун-Лайелл (рис. 2). Впоследствии на перевернутые и смятые в складки более древние слои конгломератов Оуэн несогласно отложились слои Пайонир, трансгрессивно перекрывшие на западе примыкающие вулканиты Маунт-Рид. Эта поверхность несогласия в конгломератах Оуэн известна как несогласие Холэдж [2, 34] и недавно была реконструирована по данным бурения в Гормастоне и Комстоке и по данным картирования поверхности в окрестностях Куинстауна, где она срезает группу Тиндалл [8].

Весь район перед среднедевонской орогенией Таббераббера, вероятно, был перекрыт ордовикскими известняками Гордон и силуро-девонскими породами группы Элдон.

Орогения Таббераббера несомненно усложнила ранее существовавшие складки и выразилась в возобновлении подвижек по плоскостям кливажа и вдоль разломов меридионального и запад-северо-западного направлений. Видимое увеличение мощности группы Тиндалл к северо-западу от Комстока (и конгломератов Оуэн на участке месторождения) позволяет считать, что эти разломы были активными по крайней мере в течение позднего кембрия и раннего ордовика.

Главнейшей структурой района является антиклинорий Уэст-Кост-Рейндж меридионального направления (рис. 1). Его восточное крыло осложнено зоной разлома Грейт-Лайелл между минерализованными и измененными вулканитами и конгломератами Оуэн. Алмазное бурение на участке Принс-Лайелл показало, что этот круто погружающийся на запад тектонический контакт (З 80°) прослеживается по вертикали по крайней мере на глубину 1100 м (рис. 4). Разлом может быть прослежен на расстоянии до 20 км вдоль западного склона хребта, но степень его выражения постепенно уменьшается к северу и к югу от участка месторождения.

На эти структуры меридионального направления наложены складки и разломы западного до северо-западного простираний. Они четко проявлены в более компетентных осадочных породах ордовика и силуро-девона, но не могут быть легкоразличимы, особенно складки, в трещиноватых и измененных вулканитах. Породы района большей частью смяты в складки; зона разлома Грейт-Лайелл смещена разломами запад-северо-западного и северо-западного простираний, которые проявляются в структурах горстов и грабенов Маунт-Лайелл. Влияние этих разломов, по-видимому, в значительной мере ослаблено в трещиноватых вулканитах, где господствующим простиранием разлома является север-северо-западное с изменяющимся падением на юго-запад и северо-восток.

Плоскости кливажа круто падают на юго-запад и простираются в различных направлениях, но обычно параллельно или субпараллельно контакту конгломератов Оуэн; к западу от зоны контакта они отклоняются главным образом в северо-западном направлении.

Измененные породы

Вулканические породы участка месторождения обнаруживают ряд гидротермальных изменений, включающий новообразования кварца, серицита, хлорита, гематита, карбоната (сидерита и кальцита) и альбита. Предыдущие исследователи [34, 29, 10, 35] отметили широкую зональность ассоциаций изменений от исключительно кварц-серицитовых до серицит-кварц-хлорит-карбонатных и альбит-серицит-хлоритовых. Эти зоны образуют неправильные и расплывчатые оболочки вокруг сульфидной минерализации. Широкая зональность ассоциаций минералов, особенно смена кварц-серицитовых и богатых хлоритом зон, наводит на мысль, что важную роль в изменениях играл первоначальный состав пород. Однако Грин [10] и Уолш [35] откартировали несогласные соотношения между зонами изменений и литологическими границами на участке Комсток и юго-западе участка Принс-Лайелл соответственно. Подобные несогласные изменения меньшего масштаба проявляются в осветлении хлоритовых пород на более поздней стадии, в частности на участках Принс-Лайелл и Кейп-Хорн. Предположение, что изменения были, возможно, синхронны с минерализацией, подтверждается общей связью между ассоциациями изменений и типом руды. Другое свидетельство заключается в появлении галек яшм, кварцитов, гематита и серицит-кварцевых сланцев среди конгломератов гематитизированных кварцитов в разрезе конгломератов Оуэн и на контакте конгломератов Оуэн в Норт-Лайелле и Комстоке. Соломон [30] предположил, что эти находки (и другие находки в Блоу) представляют «железные шляпы или литологические экраны, образовавшиеся в течение ордовика при выветривании прилегающих сульфидов».

Минерализация

Хотя детальные стратиграфические и литологические взаимоотношения в вулканитах Маунт-Рид неизвестны, тем не менее очевидно, что в широком масштабе сульфидная минерализация генетически относится к кембрийскому вулканизму и встречается главным образом в верхах разреза центрального лавового пояса и его эквивалентов по латерали, а также в более молодых разрезах пирокластики Куинстаун. Перекрывающие породы группы Тиндалл не содержат сульфидной минерализации. Этот повсеместный стратиграфический контроль отражается в общем меридиональном размещении различных рудных тел, минерализованных зон и поисково-разведочных участков в пределах центрального лавового пояса и пирокластики Куинстаун.

Минерализация в пределах центрального лавового пояса обычно ассоциируется с калиевыми кварцевыми кератофирами [29]. В пирокластике Куинстаун минерализация связана с кварцевыми кератофирами, кератофировой пирокластикой и туфогенными алевролитами. Наконец, часть минерализации появляется в ассоциации с краевыми зонами тел роговообманково-пироксеновых порфиритов к югу от Ньютон-Крика и в районе Куинстауна (рис. 1).

Исключая отложения «медистых сланцев» (среди ордовикских известняков Гордон), минерализация Маунт-Лайелл приурочена к серии рассланцованных и измененных кембрийских кислых лав (кварцевых кератофиров или риолитов (?) [29]), пирокластики среднего до кислого состава и кварцитов,

срезаемой к востоку тектоническим контактом с конгломератами Оуэн. Интенсивная сульфидная минерализация распространяется на глубину до 1400 м к западу от конгломератов Оуэн на участке Блоу, но быстро утоняется менее чем до 200 м к северу на участке Кейп-Хорн. В Комстоке минерализованная зона перекрыта породами группы Тиндалл, а на южном окончании рудного поля она отклоняется на восток и протягивается под толщей конгломератов Оуэн в районе горы Оуэн. Распространение минерализации в западном направлении приблизительно совпадает с границей распространения серицит-хлорит-карбонат-кварцевых изменений.

Эдвардс [9] и Маркхэм [20, 22] описали структуры и минералогию руд, выделив обширный ряд минералов. Главные рудные минералы — преобладающий пирит, халькопирит и борнит, а также некоторые акцессорные минералы (включая галенит, сфалерит, теннантит, молибденит, халькозин и ковеллин) — обнаруживают широкую стратиграфическую зональность. Вверх по разрезу вкрапленные бедные пирит-халькопиритовые руды (Уэст-Лайелл, Кейп-Хорн, Кроун-Лайелл № 1 и 3) сменяются более богатыми борнит-халькопиритовыми рудами (Норт-Лайелл, Твелв-Уэст и частично Лайелл-Тарсис и Лайелл-Комсток) с массивными и полосчатыми пиритовыми рудами (Блоу, Тасман и Кроун-Лайелл-Экстендид). Другими важными минералами являются кварц, серицит, хлорит, сидерит, кальцит, апатит, барит, магнетит, гематит, циркон и флюорит.

В дополнение к вышеназванным типам руд следует отметить минерализованную кварцитовую брекчию, минеральный состав которой характеризуется присутствием неправильных жилок и рассеянной вкрапленности тонкозернистого пирита, сфалерита, галенита, халькопирита и теннантита (приблизительно в порядке количественного распространения) в матриксе кварцитов Комсток [22]. Подобная минерализация обнаружена в мелких изолированных телах кварцитов далее на запад от Комстока.

Жилы растяжения, выполненные сливным кварцем, обычно связаны с разломами, рассекающими район и определенно более поздними по отношению к кливажу. Они могут содержать разнообразные минералы-примеси, включая халькопирит, сидерит, хлорит, гематит, изредка пирит, борнит и флюорит, отражающие общий минеральный состав прилегающих пород. Полагают, что эти жилы являются вторичными гидротермальными жилами, сформировавшимися латерально-секреционным путем из окружающих боковых пород в период орогенеза Табберабберa [22].

Вкрапленные пирит-халькопиритовые руды. Эти руды составляют наибольшую долю в современной добыче и разведанных запасах. Минералогически они относительно просты; главными металлическими минералами в них являются пирит и халькопирит, но могут присутствовать также магнетит, гематит, борнит, молибденит, галенит, сфалерит и тетраэдрит. Несмотря на весьма слабые минералогические различия между рудными телами, они различаются по общему содержанию в них серы в среднем от примерно 10% в рудном теле Кейп-Хорн до 13% в рудных телах Уэст-Лайелл и до 20% в рудном теле Кроун-Лайелл № 3.

Рудные тела имеют лентовидную форму и в целом согласны с кливажом и общей стратификацией в вулканитах; вместе с тем они также пересекают литологические границы и рассекают плоскости кливажа (рис. 3 и 4).

Главными рудными телами из группы Уэст-Лайелл являются: Принс-Лайелл, Линза А (Уэст-Лайелл № 1), Ройал-Тарсис и Рейзорбэк. Месторождение *Принс-Лайелл* является самым крупным и наиболее важным в рудном поле (табл. 1). В границах, определяемых линией опробования в 0,4% меди, оно имеет длину по простиранию около 400 м и колеблется по ширине от менее чем 50 м до максимум 180 м. Эта линия ограничивает центральное

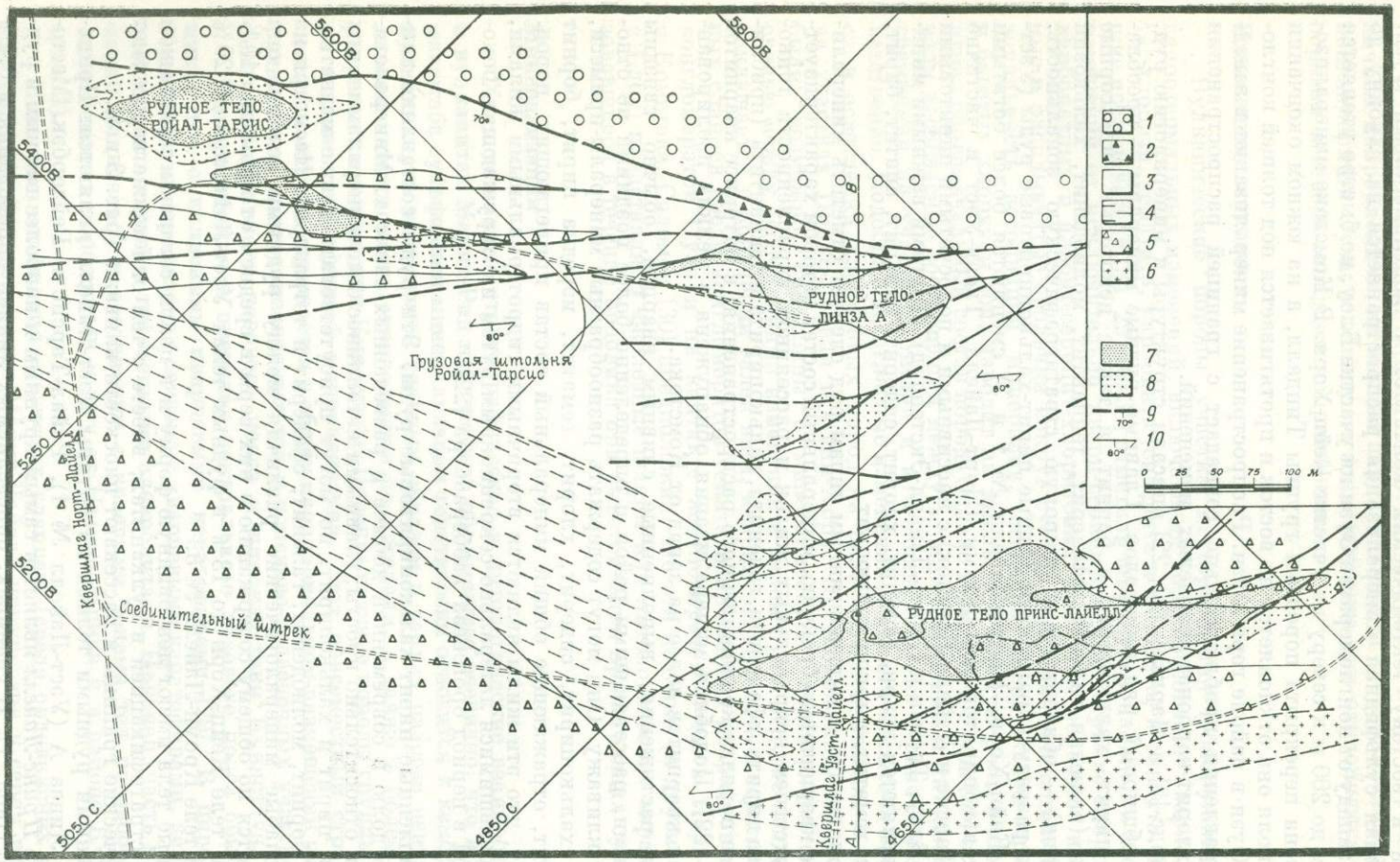


Рис. 3. Схематизированный геологический план горизонта 11 на участке Уэст-Лайелл, показывающий рудные тела Принс-Лайелл, Линза А и Ройал-Тарсис.

1 — конгломераты Оуэн; *2* — группа Тиндалл; *3* — кислые лавы и пирокластика; *4* — интенсивно пиритизированные окварцованные туфы; *5* — пирокластика кислого и среднего составов; *6* — интрузивы и лавы среднего состава; *7* — зоны с содержанием Cu > 1%; *8* — зоны с содержанием Cu > 0,4%; *9* — разлом; *10* — кливаж.

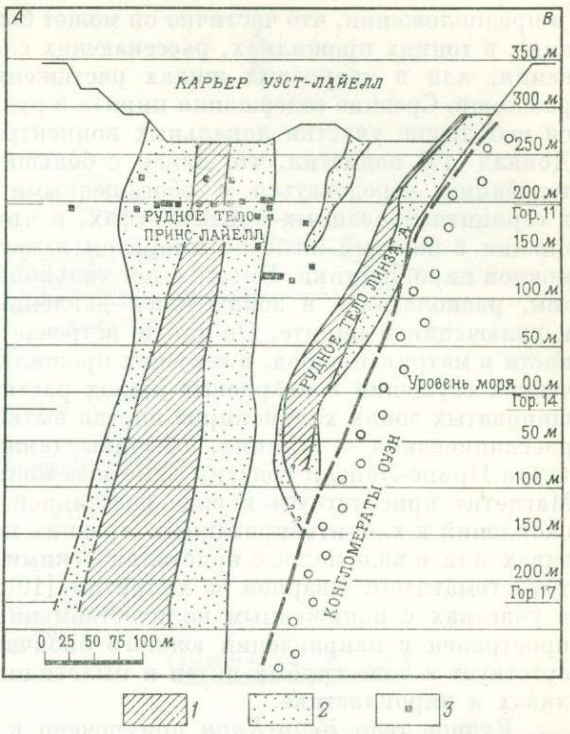


Рис. 4. Поперечный разрез рудных тел Принс-Лайелл и Линза А (вид с севера).

1 — зоны с содержанием Cu > 1%;
2 — зоны с содержанием Cu > 0,4%;
3 — основные горные выработки.

ядро более продуктивной минерализации, определяемое непрерывными значениями опробования выше чем 0,8% Cu и варьирующими значениями на коротких интервалах до 3—4% Cu. Центральное ядро включает практически все рудное тело Принс-Лайелл, которое простирается приблизительно до 360 м в длину, от 10 до 90 м в ширину и протягивается на глубину по крайней мере на 480 м (рис. 4). Оно круто падает на запад под углом около 80°, затем также круто на север, а с глубиной и к югу приближается к тектоническому контакту между вулканитами и конгломератами Оуэн. Одной скважиной алмазного бурения установлена возможная непрерывность минерализованной зоны до глубины приблизительно 1000 м ниже дна карьера без какой-либо существенной смены минералогии руды или изменений рудовмещающих пород.

Рудное тело Линза А (Уэст-Лайелл № 1) имеет длину по простиранию 170 м, ширину 10—50 м и протягивается на глубину около 400 м ниже дна карьера Уэст-Лайелл, где оно срезается западным погружающимся контактом конгломератов Оуэн (рис. 4). Рудное тело Ройал-Тарсис локализовано подобным образом в тесной близости к контакту конгломератов Оуэн, но, по-видимому, выклинивается на глубине, а не срезается тектоническим контактом. Оно имеет максимальную длину по простиранию 200 м, колеблется по мощности до 60 м и распространяется на глубину около 400 м ниже карьера.

В рассланцованных вулканитах участка Уэст-Лайелл чрезвычайно широко распространен пирит в виде рассеянных зерен и идиоморфных кристаллов (до 2 мм); отдельные зерна и кристаллы сплющены, трещиноваты и раздроблены (иногда их обломки вытянуты вдоль плоскостей рассланцевания) или окружены тенями давления кварца, серицита и халькопирита, указывающими на постсульфидные подвижки [22]. Пирит также встречается в виде массивных или тонки", иногда тонкослоистых, согласных прослоев

(в предположении, что частично он может быть эксгаляционного происхождения), в тонких прожилках, рассекающих слоистость и плоскости рассланцевания, или в кварцевых жилах растяжения, ассоциирующихся с зонами разломов. Средние содержания пирита в рудных телах около 10%, но имеются небольшие участки локальных концентраций, превышающих 50%. Мак-Доналд [19] подметил, что линзы с бóльшими концентрациями меди имеют тенденцию чередоваться с обогащенными пиритом прослоями, особенно в серицитизированных кислых туфах, и что халькопирит стремится к ассоциации с богатым железом хлоритом в матриксе кислых лав и грубообломочной пирокластики. Вместе с тем халькопирит тесно ассоциируется с пиритом, располагаясь в зонах теней давления или выполняя микротрещины и включения в пирите. Он также встречается в виде рассеянной вкрапленности в матриксе пород, в секущих прожилках или в виде крупнокристаллических сгущений в кварцевых жилах растяжения. В более интенсивно трещиноватых зонах халькопирит иногда вытянут и размазан вдоль плоскостей рассланцевания — картина, обычная также для молибденита. С рудным телом Принс-Лайелл связаны заметные концентрации магнетита и гематита. Магнетит присутствует в виде рассеянной вкрапленности и неправильных скоплений в хлоритизированных (средних по составу) туфах, лавах и интрузивах или в виде полос с кристаллическими апатитом, пиритом, халькопиритом, гематитом, кварцем и хлоритом [19]. Он, как правило, встречается в участках с пониженным количеством пирита и, по-видимому, более распространен в направлении южного окончания рудного тела. Гематит присутствует в виде грубых пятен и пылевидных включений в розовых кислых лавах и пирокластике.

Рудное тело *Кейп-Хорн* приурочено к серии пиритизированных, измененных кислых лав, пирокластики и интрузивов среднего состава, которая круто падает на запад и субпараллельна тектоническому контакту формации Джукс и конгломератов Оуэн (рис. 5, 6). К югу рудовмещающие породы и рудное тело срезаны этим контактом, а к северу — серией разломов широтного простирания. С западной стороны они смещены по отношению к безрудным пирокластике и лавам среднего состава. Рудное тело достигает максимальных размеров около 250 м в длину по простиранию и 45 м в ширину, протягиваясь на глубину приблизительно на 420 м, хотя убогая халькопиритовая минерализация сохраняется по крайней мере до глубины 640 м. Руда состоит преимущественно из вкрапленных пирита и халькопирита с небольшим количеством борнита (табл. 1). В виде пятен и пылевидных включений среди кислых лав и пирокластики широко развит гематит; присутствует также примесь галенита, сфалерита, молибденита, теннантита и золота. Характер минерализации близок описанному для руд Уэст-Лайелл, однако здесь проявляется более ясная тенденция халькопирита образовывать крупные прожилки и пятна на плоскостях кливажа и трещиноватости, отражающая более сильную трансляционную деформацию руд. Грин [10] привел структурные подтверждения рекристаллизации и деформации сульфидных минералов, подобные описанным Маркхэмом [22].

Рудное тело *Кроун-Лайелл № 3* и ассоциирующаяся с ним минерализация локализованы в массивных тонкозернистых кварцитах и сланцеватых кислых лавах и пирокластике. Сульфиды типично рассеянно-вкрапленные, но они присутствуют также в виде локальных обособлений и секущих карбонатных жил, содержащих примесь барита. Главные сульфидные минералы представлены пиритом и халькопиритом, а прочие включают галенит, сфалерит, борнит, молибденит и теннантит. Присутствуют также ковеллин, халькозин и самородная медь, особенно в верхней части рудного тела, где оно вскрыто карьером Кроун-Лайелл. Маркхэм [22] отметил, что часть мелкозернистого пирита в карбонатных жилах обнаруживает признаки первоначального

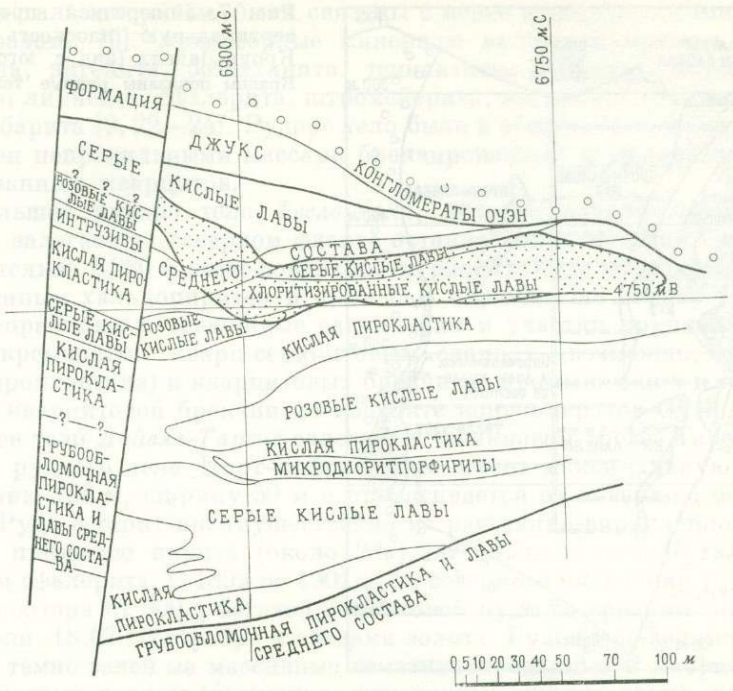


Рис. 5. Схематизированный геологический план рудного тела Кейп-Хорн на горизонте 223 м.
Крапом показано рудное тело.

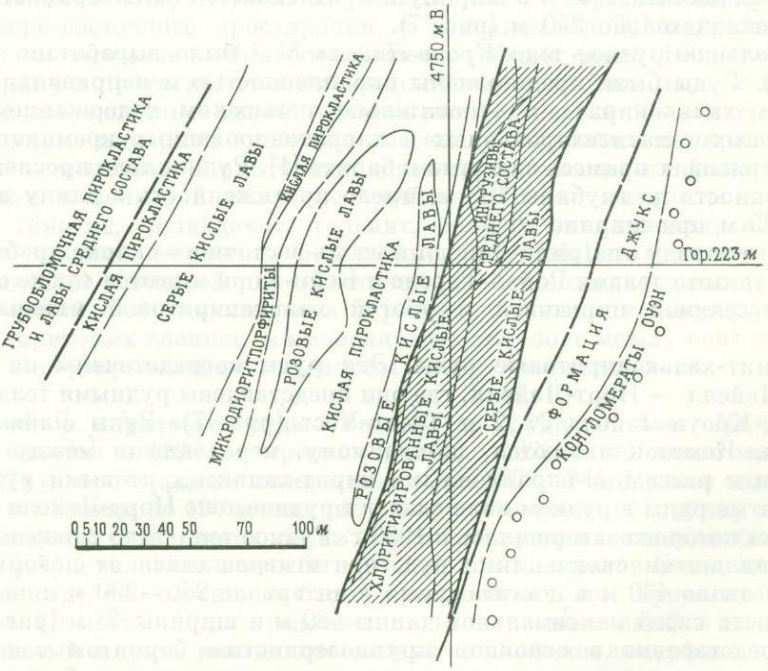


Рис. 6. Поперечный разрез рудного тела Кейп-Хорн по линии 6900 м С (вид с севера).
Штриховкой показано рудное тело.

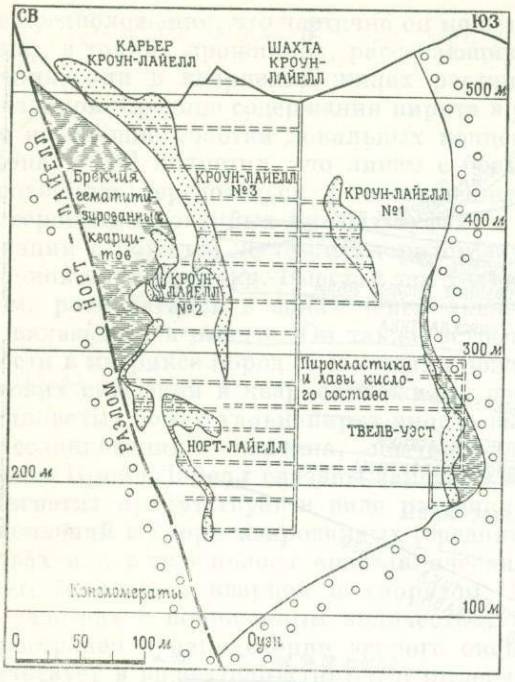


Рис. 7. Поперечная проекция на вертикальную плоскость участка Кроун-Лайелл (вид с юго-востока). Крапом показаны рудные тела.

колломорфного осаждения и что в колломорфных слоях присутствовали мелкие включения халькопирита, борнита и галенита. Он также установил, что руды обнаруживают те же признаки деформаций и рекристаллизации, что и руды Уэст-Лайелл. Рудное тело имеет максимальную длину по простиранию 365 м, достигает 40 м в ширину и протягивается от поверхности на глубину приблизительно 240 м (рис. 7).

Небольшое рудное тело *Кроун-Лайелл № 1* было выработано к 1954 г. (табл. 1). Руды были представлены вкрапленностью и неправильными прожилками халькопирита с относительно невысоким содержанием пирита в массивных гематитизированных и хлоритизированных кремнистых породах, содержащих примесь сидерита и барита [1]. Рудное тело прослеживалось от поверхности до глубины 185 м, имело протяженность в длину приблизительно 85 м при ширине 20 м.

К юго-западу от Принс-Лайелл и вдоль восточного склона хребта Тарсис между рудными телами Ройал-Тарсис и Кейп-Хорн имеются также обширные зоны рассеянной пиритовой и убогой халькопиритовой минерализации.

Борнит-халькопиритовые руды. Эти руды сосредоточены на площади Кроун-Лайелл — Норт-Лайелл, где они представлены рудными телами Норт-Лайелл, Кроун-Лайелл № 2 и Твелв-Уэст (рис. 7). Руды Лайелл-Тарсис и Лайелл-Комсток являются, по-видимому, переходными между богатыми борнитом и рассеянно-вкрапленными пирит-халькопиритовыми рудами. Самые богатые руды в рудном поле слагали рудное тело Норт-Лайелл (табл. 1), отработка которого завершилась в 1953 г. Рудное тело было сложено линзами и неправильными скоплениями руд, протягивавшимися от поверхности до глубины около 430 м и достигавшими в интервале 250—290 м ниже дневной поверхности своей максимальной длины 480 м и ширины 45 м (рис. 7). Руда была представлена в основном крупнозернистым борнитом с примесями халькопирита и пирита среди серых кварцитов, кварцитовых брекчий и серицит-кварцевых сланцев [34]. В то же время рудные штоки, обогащенные

пиритом и халькопиритом, были связаны с менее окварцованными сланцеватыми породами [9]. Акцессорные минералы включали примесь галенита, халькозина, дигенита, бетехтинита, теннантита, энаргита, моусонита, молибденита, линнеита, сфалерита, штромейерита, магнетита, гематита, золота, рутила и барита [9, 22—24]. Рудное тело было в общем отделено от конгломератов Оуэн неправильными массами брекчированных и трещиноватых гематитизированных кварцитов.

Небольшое рудное тело *Твелв-Уэст*, которое начало отрабатываться в 1966 г., залегает на северном фланге останца конгломератов Тарсис-Ридж приблизительно в 280 м ниже поверхности (рис. 7). Руда обогащена борнитом с подчиненным халькопиритом и примесью пирита. Она образует сплошные линзы, неправильные трещинные заполнения и участки крупной вкрапленности в кремнистых кварц-серицитовых сланцах (возможно, измененная кислая пирокластика) и кварцитовых брекчиях, примыкающих к гематитизированной кварцитовой брекчии на контакте конгломератов Оуэн.

Рудное тело *Лайелл-Тарсис* залегает в «сланцевом троге» Тарсис в 120 м к югу от рудного тела Норт-Лайелл. Оно имеет максимальную длину по простиранию 125 м, ширину 50 м и протягивается от поверхности до глубины 70 м. Руда состоит преимущественно из рассеянно-вкрапленного халькопирита с примесью пирита (около 2%), небольшого количества борнита, галенита и сфалерита. С 1899 по 1901 г. из северного окончания рудного тела была выработана 61 000 т богатой борнитовой руды со средним содержанием 4. 64% меди, 18,67 г/т серебра и следами золота. Рудовмещающими породами являются темно-зеленые массивные гематитизированные и хлоритизированные кремнистые породы (возможно, измененные кислые лавы), рассеченные кварцевыми жилами растяжения, содержащими хлорит, сидерит, зеркальный гематит и крупнокристаллические сульфидные скопления. Рудное тело к востоку отделено от конгломератов Оуэн гематитизированными сланцами и массивными отложениями гематита и барита.

Рудные тела *Лайелл-Комсток* объединяют четыре эшелонированные линзы северо-восточного простирания, с падением СЗ 70° и круто погружающиеся на юго-запад. Они составляют в общем около 100 м в длину, 20 м в ширину и протягиваются от поверхности по крайней мере до глубины 340 м, где две западные линзы продолжают оставаться неоконтуренными. Главные рудные минералы включают рассеянно-вкрапленный пирит и халькопирит с пятнышками борнита, по-видимому становящегося более важным компонентом в западной линзе на глубине. Прочие минералы включают магнетит, гематит, молибденит, галенит, сфалерит, халькозин, ковеллин, дигенит, теннантит, моусонит, бетехтинит, штромейерит и золото [9, 10]. Руды заключены в мощной пирокластической толще среднего состава, которая на большой площади изменена и рассланцована до кварц-серицитовых и кварц-хлоритовых сланцев, в минерализованной зоне между конгломератами Оуэн и перекрывающим массивным телом кварцитов.

Массивные пиритовые руды. Разработка рудного тела *Блоу* (гора Лайелл), начатая в 1896 г., продолжалась до 1929 г. по линзе массивной пиритовой руды со средним содержанием FeS_2 87% [34]. Рудное тело имело около 240 м в длину, до 190 м в ширину и протягивалось на глубину до 245 м. Оно размещалось в пределах серии серицит-кварцевых сланцев (вероятно, кислых туфов) и залегало в изгибе контакта конгломератов Оуэн, от которого оно было отделено массивным барит-гематитовым телом, протягивающимся до глубины 60 м [30]. Руда представляла типично массивный и полосчатый тонкозернистый пирит, иногда со следами тонкой колломорфной полосчатости. Другие металлоносные минералы включали халькопирит с примесью борнита, халькозина, сфалерита, галенита, энаргита, тетраэдрита, арсено-

пирита, молибденита, штромейерита и золота. Жильные минералы включали кварц, серицит и барит [25, 9]. Грегори [11] отмечал, что разобщенные окварцованные рудные штоки, обогащенные медью, золотом и серебром, тяготеют к лежачему боку и верхним частям рудного тела. Самым богатым из них был бонанца Маунт-Лайелл; в его 864 т руды по данным опробования содержалось 21,03% меди и 31 310 г/т серебра [9]. Грегори [11] описал также руду из рудного тела Саут-Лайелл (около 85 м к западу), подобную слагающей рудное тело Блоу, и, хотя в направлении к лежачему боку она была обогащена тетраэдритом, среднее содержание меди в ней составляло лишь 0,5%. Руда Саут-Лайелл использовалась как добавка при плавлении руд Норт-Лайелл.

Непосредственно к востоку в карьере *Лайелл-Комсток* и выработках *Тасман* и *Кроун-Лайелл-Эстендид* встречаются мелкие согласные жилы, сложенные массивными полосчатыми тонкозернистыми пирит-галенит-сфалеритовыми рудами. Среди других минералов присутствуют халькопирит, теннантит, халькозин и ковеллин, примеси арсенопирита и борнита [22, 10]. Складки небольших размеров в полосчатых рудах и колломорфные структуры пирита, вероятнее всего, являются первичными структурными элементами; в то же время Маркхэм и Грин наблюдали также следы тектонических деформаций руд. Руды залегали в кварцитах и серицитизированных туфах; по данным опробования они содержали 28,0% свинца, 20,0% цинка, 0,5% меди, 490 г/т серебра и 0,31 г/т золота [34].

Медистые сланцы. Три главных пункта отложений медистых сланцев, а именно разведочные участки *Лайелл-Блокс*, *Лайелл-Консолс и Кинг-Лайелл*, приурочены к серии синклинальных желобов восточного погружения в западном замыкании долины Линда (рис. 2). Медистые сланцы встречаются в виде черных до оранжево-коричневых глинистых сланцев или аргиллитов мощностью до 160 м, к востоку пальцеобразно сочленяющихся с базальными слоями известняков Гордон и согласно перекрывающих слои Пайонир конгломератов Оуэн. Добыча из этих отложений была ограничена вследствие неравномерного распределения руды и трудностей отработки и переработки последней. Лишь около 200 000 т руды с содержанием меди 1,2% было выработано к моменту закрытия рудников в 1910 г., в том числе небольшое количество борнитовой руды, полученной из рудного тела Норт-Лайелл.

Руда представлена главным образом самородной медью и купритом в виде неправильных жил и скоплений или рассеянных зерен, ассоциирующихся с гетитовыми нодулями, среди глинистых сланцев. В скважинах алмазного бурения на контакте глинистых сланцев и слоев Пайонир были также встречены скопления полуокатанных, перетертых в водной среде зерен и гальки самородной меди. Другие примесные сульфидные минералы в глинистых сланцах включают: пирит, халькопирит, борнит, ковеллин, дигенит, сфалерит и галенит [22, 31]. Соломон [31] полагал, что значительная часть самородной меди была, вероятно, образована за счет халькозина, а последний был сформирован из других сульфидов меди. Он пришел к заключению, что залежи являются комбинацией местного и переотложенного материала железных шляп, образовавшихся либо в период отложения ордовикских известняков Гордон, либо впоследствии в течение третичного времени. Аналогичных взглядов на происхождение придерживался Маркхэм [22].

Генезис сульфидных руд

Имеющиеся геологические данные показывают, что сульфидная минерализация и ассоциирующиеся с ней изменения вмещающих пород в Маунт-Лайелле генетически связаны с кембрийскими вулканитами Маунт-Рид.

Минерализация обнаруживает признаки, свидетельствующие о гидротермальном замещении, а также о вулканическом эксгаляционно-сингенетическом образовании.

Главные типы руд включают:

1) гидротермальный рассеянно-вкрапленный и жильного замещения тип руд в кислых и средних лавах и пирокластике, например руды Уэст-Лайелл, Кейп-Хорн и частично Лайелл-Комсток, Кроун-Лайелл № 1 и Лайелл-Тарсис, в кварцитах и сланцеватых окварцованных вулканитах, например руды Кроун-Лайелл № 3;

2) более массивные гидротермальные тела в кварцитах и сланцеватых окварцованных вулканитах, например руды Норт-Лайелл, Кроун-Лайелл № 2, Твелв-Уэст и частично Лайелл-Тарсис и Лайелл-Комсток;

3) массивные, подводные эксгаляционно-осадочные руды, например руды Блоу, Тасман и Кроун-Лайелл-Экстендид.

Хендри [13] выделял две ассоциации рудных и жильных минералов в Принс-Лайелле, а именно: пирит-магнетит-сидеритовую ассоциацию и более позднюю ассоциацию с доминирующими халькопиритом, гематитом, баритом, апатитом и редкоземельной фазой. На участке Принс-Лайелл это могло бы соответствовать существованию тонко стратифицированных пиритовых полос (возможно, подводного эксгаляционного происхождения) и руд типа гидротермального замещения. Следовательно, считается, что в целом минерализация Маунт-Лайелл образовалась в результате сложного процесса, включавшего как эксгаляционное, так и приповерхностное гидротермальное отложение сульфидов в вулканитах, сформированных ранее группы Тиндалл.

Источник металлов и механизм замещения рудой остаются невыясненными, однако Уолш [35] допускал существование процесса выщелачивания металлов грунтовыми водами глубокой циркуляции в разрезе вулканитов: меди из пород среднего и основного состава (залегающих предположительно в основании разреза), а свинца и цинка из риолитовых и дацитовых вулканитов, залегающих на более высоком уровне. В течение этого процесса флюиды выщелачивали также разнообразные элементы-примеси из пород, сквозь которые они просачивались и поднимались по системам трещин, распространяясь в стороны вдоль благоприятных горизонтов, где изменение физико-химических условий вызывало отложение сульфидов.

В структурных модификациях и текстуре сульфидных минералов очевидны наложенные эффекты последующих тектонических движений, предшествовавших отложению слоев Пайонир, конгломератов Оуэн и вновь возобновившихся в течение среднедевонского орогенеза Таббераббера. Однако в целом имеется мало доказательств существенного структурного контроля минерализации этими поздними подвижками.

Благодарности

Эта статья опубликована с разрешения главного управляющего компанией Mt. Lyell Mining and Railway Limited. Автор выражает искреннюю благодарность Д. С. Гринвею (старшему геологу), С. Р. Дж. Холлу и С. Дж. Уэббу за их помощь в подготовке данной статьи и другим сотрудникам компании Mt. Lyell Mining and Railway Limited, а также д-ру К. Д. Корбетту (Геологическая служба Тасмании) за его участие в полезных дискуссиях.

Список литературы

1. *Alexander J. M.*, Geology of the Mt. Lyell field, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 1129-1144, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.

2. *Bradley J.*, The geology of the West Coast Range of Tasmania, Part I, Pap. Proc. R. Soc. Tasm., 88, 193—243, 1954.
3. *Bradley J.*, The geology of the West Coast Range of Tasmania, Part II, Pap. R. Soc. Tasm., 90, 65—130, 1956.
4. *Bradley J.*, Geology of the West Coast of Tasmania, Part III, porphyroid metasomatism Pap. R. Soc. Tasm., 91, 163—190, 1957.
5. *Carey S. W.*, Geological structure of Tasmania in relation to mineralization, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. A. B. Edwards, 1108-1128, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
6. *Carey S. W., Banks M. R.*, Lower Palaeozoic unconformities in Tasmania, Pap. R. Soc. Tasm., 88, 265—269, 1954.
7. *Conolly H. J. C.*, Geology in exploration, Mt. Lyell example, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 146—147, 1—22, 1947.
8. *Corbett K. D., Reid K. O., Corbett E. B., Green G. R., Wells K., Sheppard N. W.*, The Mount Read Volcanics and Cambrian-Ordovician relationships at Queenstown, Tasmania, J. geol. Soc. Aust., 21 (2), 173—186, 1974.
9. *Edwards A. B.*, Some observations on the mineral composition of the Mt. Lyell copper ores, Tasmania, and their modes of occurrence, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 114, 67—109, 1939.
10. *Green G. R.*, Geology and mineralization of the Cape Horn-Lyell Comstock area, Mt. Lyell, Unpubl. Honours Thesis, Univ. of Tasmania, 1971.
11. *Gregory J. W.*, The Mt. Lyell mining field, Tasmania, Trans. Aust. Inst., Min. Engrs., 168, 1905.
12. *Hall G., Solomon M.*, Metallic mineral deposits in Geology of Tasmania, J. geol. Soc. Aust., 9, 285—309, 1962.
13. *Hendry D. A. F.*, The geochemistry of the Mt. Lyell copper ores, Tasmania, Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. of Cambridge, 1972.
14. *Hills C. L.*, A synopsis of the geology of the Lyell district of Tasmania, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 66, 129—148, 1927.
15. *Jago J. B., Reid K. O., Quilty P. G., Green G. R., Daly B.*, Fossiliferous Cambrian limestone from within the Mt. Read Volcanics, Mt. Lyell Mine Area, Tasmania, J. geol. Soc. Aust., 19 (3), 379—382, 1972.
16. *Loftus-Hills G.*, Cobalt and nickel in Tasmanian pyrites, in The Geology of Western Tasmania—a Symposium (Geol. Dept. Univ. Tasm.), 1967.
17. *Loftus-Hills G., Solomon M.*, Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis, Mineral. Deposita, 2, 228—242, 1967.
18. *Loftus-Hills G., Groves D. I., Solomon M.*, The selenium cortent of some Tasmanian sulphides, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 232, 55—65, 1969.
19. *MacDonald M. J.*, Progress report on the geology of the West Lyell orebodies at Mt. Lyell, Tasmania, Unpubl. report to Mt. Lyell Mining and Railway Co. Ltd., 1968.
20. *Markham N. L.*, An interpretation of the Mount Lyell (Tasmania) copper pre paragenesis, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 206, 123—141, 1963.
21. *Markham N. L.*, Mineralogy of the Crown Lyell No. 3 orebody, private report to Mt. Lyell Mining and Railway Co. Ltd., 1964.
22. *Markham N. L.*, Some genetic aspects of the Mt. Lyell mineralization, Mineral. Deposita, 3, 199—221, 1968.
23. *Markham N. L., Lawrence L. J.*, Mawsonite, a new copper-iron-tin sulphide from Mt. Lyell, Tasmania and Tingha, New South Wales, Am. Mineral., 50, 900—908, 1965.
24. *Markham N. L., Otteman J.*, Betechtinite from Mt. Lyell, Tasmania, Mineral. Deposita, 3, 171—173, 1968.
25. *Nye P. B., Blake F., Henderson Q. J.*, Report on the geology of the Mt. Lyell mining field, Unpublished Report to Dept. Mines, Tasmania, 1934.
26. *Rafter T. A., Solomon M.*, Sulphur isotope and oxygen isotope studies of Tasmanian ore deposits, in The Geology of Western Tasmania—a Symposium, Geol. Dept. Univ. Tasm., 1967.
27. *Solomon M.*, Palaeozoic sedimentation, tectonics, and mineralization in the Mt. Lyell area (Tasmania), with special reference to the origin and economic significance of the Lyell schists, Unpublished Master of Science thesis, University of Tasmania, 122, 1957.
28. *Solomon M.*, The Dundas Group in the Queenstown area, Pap. Proc. R. Soc. Tasm., 94, 33—49, 1960.
29. *Solomon M.*, The spilite-keratophyre association of West Tasmania and the ore deposits at Mt. Lyell, Rosebery and Hercules, Unpubl. Ph. D. Thesis, Univ. of Tasmania, 1964.
30. *Solomon M.*, Fossil gossans (?) at Mt. Lyell, Tasmania, Econ. Geol., 62 (6), 757—772, 1967.
31. *Solomon M.*, The copper-clay deposits at Mount Lyell, Tasmania, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 230, 39—47, 1969.
32. *Solomon M., Elms R. G.*, Copper ore deposits of Mt. Lyell, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 478-484, Eighth Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.

33. *Sutherland F. L., Corbett E. B.*, The extent of Upper Mesozoic igneous activity in relation to lamprophyric intrusions in Tasmania, Pap. Proc. R. Soc. Tasm., 107, 175—180, 1974.
34. *Wade M. L., Solomon M.*, Geology of the Mt. Lyell Mines, Tasmania, Econ. Geol., 53, 367—416, 1958.
35. *Walshe J. L.*, Geology of the southern Mt. Lyell field and trace element studies of the pyrite mineralization, Unpubl. Honours Thesis, Univ. of Tasmania, 1971.

Кобар

У. Брук

Общие сведения

Главнейшие рудники рудного поля Кобар расположены в пределах площади, вытянутой на 30 км к северу и югу от города Кобар (31°32′ ю. ш., 145°51′ в. д.).

Рельеф поверхности образован слабо ундулирующими возвышениями над пойменной равниной реки Дарлинг с единичными холмами до 300 м выше уровня моря. Климат субаридный, с переменным годовым количеством осадков, в среднем составляющим 354 мм при равномерном распределении в течение года. Максимальные температуры в среднем варьируют от 16,7° С зимой до 34,2° С летом.

Вследствие низких содержаний металлов в рудах рудное поле Кобар особенно чувствительно к колебаниям цен на металлы; в настоящее время оно переживает свой третий период горнопромышленной активизации.

Первое открытие меди было сделано на месте рудника Грейт-Кобар тремя странствующими землекопами, занимавшимися рытьем колодцев, которые в 1871 г. приступили к добыче руды. К 1879 г. началась добыча на рудниках Чесни, Нью-Кобар (Кобар-Голд-Майн, или Форт-Бурке), Оксидентал и Маунт-Плезант, а к 1908 г.— на рудниках Янг-Аустрелия, Куин-Би, C.S.A.[1], Тинто, Гладстон и Пик. Найденное близ поверхности золото привело к открытию вторичных сульфидов меди со свинцом и серебром, и поле утвердилось в качестве главного поставщика цветных металлов.

Недостаток воды и транспортные трудности ограничивали на ранней стадии развертывание горных работ. Позднее всевозрастающим ограничением становятся металлургические проблемы, связанные с плавлением бедных первичных руд, вплоть до падения цен на медь после первой мировой войны, которое привело к закрытию большинства рудников. В результате подземного пожара в 1920 г. были прекращены разработки на руднике C.S.A., что в свою очередь привело к закрытию последней из трех плавилен в районе. Когда в 1921 г. остановился рудник Оксидентал, наступило полное бездействие.

Повышение цен на золото в 1930 г. привело к возобновлению работ на руднике Оксидентал; добыча продолжалась с 1935 по 1952 г. Компания New Occidental Gold Mines N.L. приступила также к разработке золотоносных медных руд на рудниках Нью-Кобар и Чесни.

Лицензии этой компании были скуплены компанией Broken Hill South Ltd., которая начала осуществлять программу переоценки и глубокого буре-

W. J. L. Brooke, Senior Geologist (Cobar), Mines Exploration Pty. Ltd.

[1] Наименование рудника представляет собой сокращение из начальных букв от Cornishman, Scotsman, Australian — трех лиц — первооткрывателей минерализации: корнуольца, шотландца и австралийца.— *Прим. перев.*

ния на главных рудниках к югу от Кобара. Независимо на руднике C.S.A. проводилось бурение компанией Consolidated Zinc Pty. Ltd. (в настоящее время компания Conzinc Riotinto of Australia Ltd.). В 1960 г. стало очевидным, что наилучшим образом поле эксплуатировалось бы как одно предприятие; было достигнуто соглашение, причем Broken Hill South Ltd. сохраняла $76^2/_3$% акций, а Consolidated Zinc Pty. Ltd. приобретала $23^1/_3$% акций в совместной программе Кобар, осуществлявшейся силами компаний Cobar Mines Pty. Ltd. и Cobar South Pty. Ltd. На руднике C.S.A. дополнительное глубокое бурение привело к открытию Восточной рудной системы. В феврале 1962 г. началась проходка шахты, а в июне 1965 г.— добыча руды.

В октябре 1971 г. была пройдена шахта глубиной 1000 м возле рудника Чесни с целью разведки центральной части поля и отработки рудного тела Чесни.

В течение 100 лет горных работ на рудном поле Кобар было добыто 11 741 968 т руды, из которой получено 204 895 т меди, 38 104 кг золота, 117 699 кг серебра, немного свинца и цинка.

Статистические данные для каждого рудника приведены в табл. 1.

Несмотря на то что сведения о содержании металлов в добывавшихся рудах не всегда точны, можно отметить тенденцию к выделению трех этапов. Более высокие содержания меди в ранние годы отражают ручную разборку и отработку вторичных руд. Добыча золота, содержавшегося в высоких концентрациях, производилась до открытия меди в общем из зоны окисления (см. данные по рудникам Чесни и Нью-Кобар). Во второй период, когда главным объектом добычи было золото и как побочный продукт — медь, уменьшается зависимость рудного поля от цен на металлы. В настоящее время содержания меди в первичных рудах достаточно низки, несмотря на то что в современный период использование свинцово-цинковых маломедистых руд понизило минимально допустимые промышленные концентрации меди.

Геология района

Стратиграфия района Кобар полностью не изучена, а взгляды большинства ученых по этому вопросу сильно расходятся. Трудности возрастают вследствие слабой обнаженности, фациальной изменчивости, глубокого выветривания и близкого сходства многих типов осадочных пород. Фаунистические остатки редки; встречающиеся находки лишь приближенно указывают на диапазон времени от позднего силура до раннего девона. Более детальные сведения по геологии района могут быть найдены в работах ряда авторов [1, 3, 10, 11, 14].

Вообще говоря, рудные месторождения находятся в разрезе группы Кобар, которая к востоку несогласно перекрывает более сильно смятые в складки породы доверхнеордовикского фундамента (группа Джирилембон). На западе группа Кобар, вероятно согласно, перекрывается группой Амфитеатр верхнесилурийско-нижнедевонского возраста (рис. 1). Еще далее на запад эти группы, вероятно с несогласием, перекрыты содержащими окаменелости осадочными породами средне- или верхнедевонского возраста (группа Малга-Даунс).

Из изверженных пород в окрестностях главнейших месторождений известны лишь несколько мелких тел кислых порфиров близ рудника Куин-Би. В Тиндерре в 43 км севернее Кобара встречены граниты, но их обнажение исключительно невелико, а полевые взаимоотношения неизвестны. Граниты Наймаги в 80 км юго-восточнее Кобара интрудируют группу Джирилембон с проявлением контактового метаморфизма и перекрываются базальными аркозами и крупнозернистыми песчаниками группы Кобар.

Таблица 1

Статистические данные добычи на рудном поле Кобар с 1871 г. по 5 мая 1973 г.

Рудник	Период добычи, гг.	Добыча руды, т	Извлеченный металл			Концентрация металла			Примечания
			Медь, т	Золото, кг	Серебро, кг	Cu, %	Au, г/т	Ag, г/т	
C.S.A. и Тинто	1904—1973	4 215 490	72 628	45,04	60831,10	1,72		14,43	Также 16 543 т свинца, 40 309 т цинка
Грейт-Кобар	1871—1946	4 177 827	114 831	9127,78	46710,52	2,75	2,18	11,18	Включая 636 422 т из рудников Чесни, Нью-Кобар, Пик
Оксидентал	1889—1952	2 090 041		19984,00			9,56		
Нью-Кобар	1890—1910	338 269	103	3843,97			11,36		224 843 т добыто на руднике Грейт-Кобар в 1910—1919 гг.
	1937—1948	448 911	5 502	3555,64	456,97	1,13	7,92	4,46	Данные по серебру относятся лишь к 1946—1948 гг.
Чесни	1887—1904	16 482	165	144,88			8,79		403 381 т добыто на руднике Грейт-Кобар в 1904—1920 гг.
	1943—1952	343 564	6 045	741,10		1,76	2,16		
Куин-Би	1902—1965	44 154	3 488		> 1,37	7,91			Включая 171 т выщелоченной меди
Гладстон	1908—1920	34 386	2 163		336,13	6,29		9,78	
Пик	1896—1946	30 070		616,87	9362,86		20,51	311,37	Несколько мелких рудников. Также 110 т свинца
Янг-Аустрелия	1896—1916	6 378	236	41,68		3,70	6,53		
Маунт-Плезант	1895—1915	3 739	184	2,70		4,92			
Рудники, добывающие золото	1871—1921	1 050 709	268	10541,89	9362,86		10,03		Все серебро из рудника Пик
Рудники, добывающие медь и золото	1871—1903	1 107 941	52 812	1876,40	11672,75	4,77	1,69	10,54	
Рудники, добывающие медь и золото	1903—1921	3 268 967	72 495	7140,02	> 38345,74	2,21	2,18	11,73	
Все добывающие рудники	1935—1965	2 226 643	11 335	18545,34	> 459,21	0,51	8,33		Главным образом золотоносные руды
Рудники, добывающие медь, свинец и цинк	1965—1973	4 087 708	67 988		57858,40	1,66		14,15	Также 12 431 т свинца, 40 309 т цинка
		11 741 968	204 895	38103,65	117698,96				

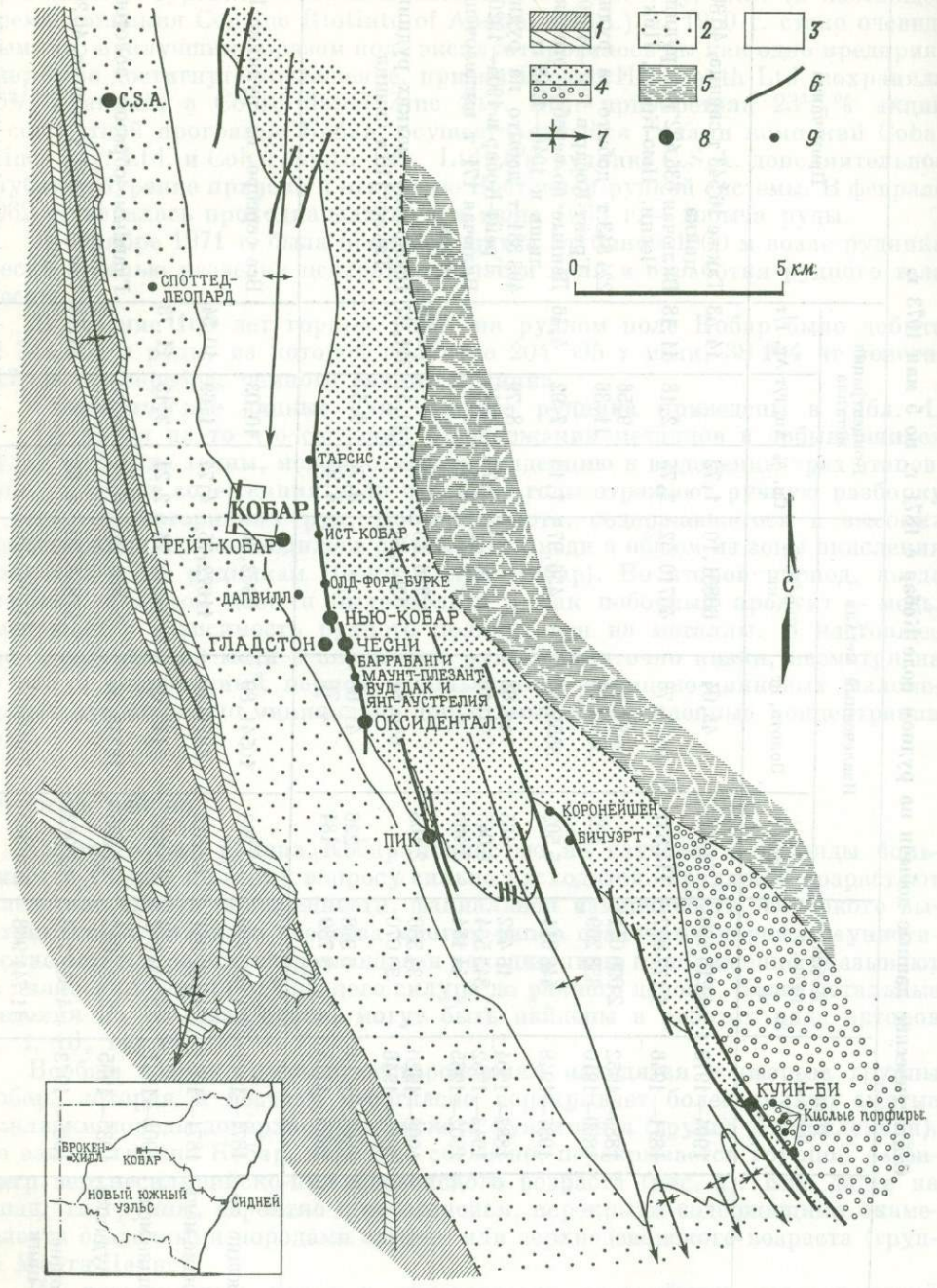


Рис. 1. Геологическая карта рудного поля Кобар.

1 — *группа Амфитеатр*, включая кварциты Уотер-Тауер; *группа Кобар*: *2* — алевролиты С.S.A., *3* — сланцы Грейт-Кобар, *4* — граувакки Чесни, включая конгломераты; *5* — нерасчлененные *группы Уэлти, Малли-Танк* и *Джиримлембон*; *6* — зоны рассланцевания и трещиноватости; *7* — ось складки с направлением погружения; *8* — главные рудники; *9* — мелкие рудники или участки сульфидной минерализации. Кварциты Уотер-Тауер следует читать как слои Уотер-Тауер.

Группа Кобар. Расселл и Льюис [11] расчленили группу Кобар на три согласные формации. Отмечены редкие адиагностичные ископаемые остатки. Породы метаморфизованы до низкой ступени зеленосланцевой фации, но в образцах выглядят неметаморфизованными, за исключением сланцев Грейт-Кобар (кливаж сжатия тонкозернистых, частично перекристаллизованных пород) и локальных участков трещиноватости. Хорошо сохранен осадочный облик пород. По простиранию обычны фациальные изменения, а границы между формациями, возможно, не являются временны́ми.

Граувакки Чесни. Граувакки Чесни, базальное подразделение группы Кобар, состоят из хорошо сортированных полевошпатовых граувакк и алевролитов, песчаников и конгломератов. Конгломераты отчетливо обнажены между Би-Маунтин и горой Нарри, где они, по общему мнению, являются базальными [5]; однако они также встречаются на других горизонтах в разрезе формации. К северу от типового участка (близ рудника Чесни) формация становится более алевритистой, а к югу доминируют слабо сортированные песчаники.

Многими исследователями формация описана как «туфогенные песчаники», однако наличие вулканического компонента еще не доказано, и невероятно, чтобы признаки вулканизма сохранились после метаморфизма.

Некоторые из материнских пород формации были изверженными; наличие подчиненного синхронного вулканизма предполагается по появлению изолированных вулканических пород среди граувакк: риолитов с потоковой полосчатостью близ Наймаги, обломков туфов к северу от рудника Куин-Би и нескольких небольших интрузивов кварц-полевошпатовых порфиров к югу от Куин-Би.

Сланцы Грейт-Кобар. Сланцы Грейт-Кобар согласно залегают на граувакках Чесни; контакт между ними устанавливается по уменьшению более грубозернистой фракции. Явно несогласные взаимоотношения вдоль этого контакта в отдельных местах обусловлены проявлением кливажа.

По составу сланцы кварц-серицитовые или кварц-серицит-хлоритовые. Слоистость явная лишь при появлении тонких алевритистых прослоев или в случае экспозиции ее при выветривании. Формация становится более песчанистой к югу и, возможно, к северу от зоны интенсивного развития рассланцевания на участке Грейт-Кобар — Оксидентал.

Алевролиты C. S. A. Сланцы Грейт-Кобар согласно перекрыты породами формации C. S. A., представленными сланцами и алевролитами. Контакт постепенный к северу от Кобара, но становится более резким к югу, где формация становится заметно более песчанистой. На участке рудника C.S.A. формация состоит из типичных глубоководных геосинклинальных осадочных пород. Далее на запад более грубые граувакки и кварциты указывают на обмеление среды отложения по отношению к флишевым фациям подстилающих пород.

Группа Амфитеатр. Основание группы Амфитеатр (кварциты, песчаники, сланцы, алевролиты) маркируется слоями Уотер-Тауер, представляющими зону прерывистых, но отчетливо обнажающихся кварцитов, неотличимых от находящихся в верхней части алевролитов C.S.A.; возможно, что перерыва в осадконакоплении там и не было.

Структура. Складчатость в группе Кобар спокойная по сравнению с остроугольной и стрельчатой складчатостью в группе Джирилембон. На площади главной минерализации группа Кобар слагает западное крыло антиклинали, погружающейся на юг под углом 45°. Азимут простирания слоев в общем 345°, а падения — на запад под углами 50—80°. В небольшом количестве встречается опрокинутое залегание, но в целом поверхности

слоистости обращены на запад. Восточные падения и восточные фасы поверхностей слоистости наблюдаются в граувакках Чесни к востоку и северу от месторождения Пик, однако обычно восточные крылья срезаны.

Считалось, что породы группы Амфитеатр смяты в более спокойные складки по сравнению с группой Кобар, однако И. Робертсон (личное сообщение) в результате картирования установил наличие изоклинальной складчатости в более мягких породах, предположив, что кварциты, вследствие их компетентности, создают обманчивое впечатление о структуре. Томсон [14] допускал наличие тектонического контакта для объяснения восточных падений и восточных фасов поверхностей слоистости, наблюдаемых в слоях Элли группы Амфитеатр. Аналогичность литологического состава и западные фасы поверхностей в слоях Уотер-Тауер свидетельствуют о том, что эти слои являются идентичными и образуют остроугольную синклиналь.

Группа Кобар обнаруживает сильный региональный кливаж; плоскости кливажа имеют простирание приблизительно 355° и падение под углами 75—85° на восток [8]. Однако кливаж искажен трещиноватостью или поздней складчатостью. Он параллелен осевой поверхности складчатости, установленной по линейности послойного кливажа [10]. Вдоль ранее существовавшего кливажа происходили подвижки различной интенсивности, достигающие кульминации в образовании рассланцевания со смещением.

Распространение и локализация руд

Все известные проявления руд в рудном поле заключены внутри сланцеватых трещинных зон с жильным кварцем, субпараллельных региональному кливажу. Вытянутые линзы богатых руд находятся внутри контура бедных руд, а в более крупных месторождениях большое количество сульфидных штоков может залегать внутри зоны интенсивной деформации, рассланцевания и трещиноватости шириной до 300 м.

Рудные штоки близки по форме и залеганию. Их простирания слегка отклоняются от северного на запад, а падения восточные под углами 70—85°. Погружения на север приблизительно под углом 75°. Штоки в среднем имеют длину от 60 до 120 м, но могут встречаться несколько штоков, разделенных по простиранию более убогой минерализацией, так что создается видимость непрерывного тела длиной 300—360 м (рис. 2). Ширина относительно массивных сульфидов варьирует до более 30 м, составляя, вероятно, в среднем 12 м. Однако отдельные залежи из менее массивных типов достигают в ширину 125 м.

Наибольший размер штоки имеют по их погружению, причем нижние выклинивания многих штоков не установлены. Один шток на руднике C.S.A. (Медно-цинковый 2) имеет длину по простиранию от 60 до 90 м и погружается на 300 м в глубину. Подсечения буровыми скважинами свидетельствуют о глубине погружения свыше 920 м, а выходящие на поверхность штоки отработаны до глубины 600 м на руднике Оксидентал и 500 м на Грейт-Кобар и Нью-Кобар. Наличие убогой минерализации, наблюдаемой вкрест рудных штоков и по их простиранию, фиксируется и по вертикали; таким образом, «рудное тело» представляет собой трехмерный агрегат изолированных штоков. Вследствие частого вкрапленного или прожилковидного выполнения штоков или их периферических участков точные структурные соотношения между ними не ясны. Поэтому размеры штоков и сорт руды чаще определяются по данным опробования, чем по геологическим границам.

Хотя зоны, заключающие рудные штоки, грубо плитчатые по форме, отдельные тела обнаруживают значительные вариации в деталях как по падению, так и по простиранию. Они секут слоистость, а кварцевые и сульфидные жилы в пределах тел в основном наследуют кливаж, а также любые другие

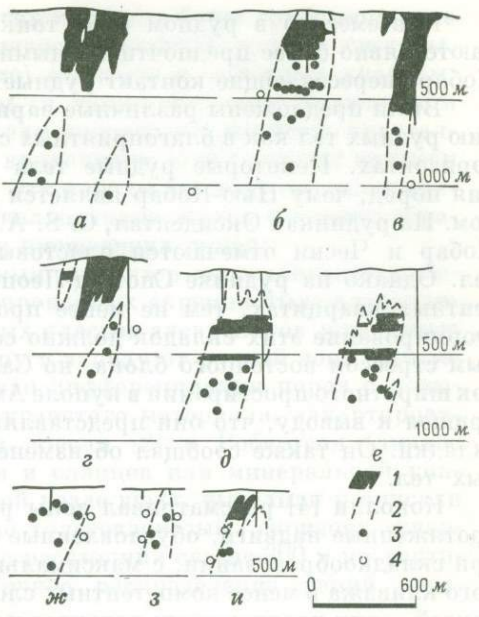


Рис. 2. Продольные проекции рудных тел Кобар (вид с востока).
а — Грейт-Кобар; *б* — Чесни; *в* — Оксидентал; *г* — Нью-Кобар; *д* — Западный С.S.A.; *е* — Восточный С.S.A; *ж* — Гладстон; *з* — Дапвилл; *и* — Куин-Би.
1 — выработанная руда; *2* — оконтуренная руда; *3* — подсечение рудное; *4* — подсечение безрудное.

ослабленные направления (часто субпараллельные трещины и иногда слоистость). Известны редкие, крупные, поперечные жилы шириной до 1 м. Тела несогласны, и их локализация подчиняется структурному контролю. Вместе с тем имеет очевидное значение стратиграфический контроль.

Несколько линейных зон повышенной магнитной напряженности грубо параллельны напластованию пород, и большинство рудных тел располагается внутри их. Эти зоны, вероятно, обусловлены тонкозернистой вкрапленностью пирротина в осадочных породах, но аномалии в Мопоне (в 8 км севернее Кобара), Грейт-Кобаре и Дапвилле вызваны магнетитом.

Более очевидная связь со стратиграфическим разрезом состоит в приуроченности трех главных рудных тел (Нью-Кобар, Чесни, Оксидентал), нескольких меньших тел (Маунт-Плезант, Янг-Аустрелия, Вуд-Дак, Пик) и мелких сульфидных рудопроявлений к сланцам Грейт-Кобар близ контакта с граувакками Чесни. Однако этот контакт может рассматриваться как структурный элемент, поскольку он представляет резкий контраст в компетентности пород и поскольку по нему развивается рассланцевание и трещиноватость.

Размещение некоторых других рудных тел было, вероятно, обусловлено контрастностью в компетентности пород. Андрю [1] сообщал о значительно «более твердых сланцах» к востоку от залежи Грейт-Кобар, хотя Ра йнер [9] рассматривал их как окварцованные породы. Кварциты преобладают к западу от рудника С. S. A., но там нет четко выраженного контакта, а по данным картирования поверхности ясно, что Западная рудная система накладывается на некоторые из этих кварцитов в верхних горизонтах рудника. Рудные тела Куин-Би залегают в сланцеватой зоне среди граувакк Чесни [6], однако они примыкают к трещиноватому и рассланцованному контакту с фацией массивных конгломератов. На Нью-Кобар участки изменения погружения, соответствующие преобладающему отложению руды, связаны с компетентностью, а на Чесни можно видеть преломляющийся благодаря песчанистым пластам кливаж, трассируемый кварцево-сульфидными жилами. Такой эффект может обусловливать искривление кливажа, встречающееся в более крупном масштабе, и увеличивать искривление и раздувы в рудных штоках.

Повсеместно в рудном поле тонкозернистые осадочные породы оказываются явно более предпочтительными для минерализации. В Чесни и Нью-Кобаре пересекающие контакт рудные жилы быстро затухают в граувакках.

Были предложены различные варианты теорий, объясняющих локализацию рудных тел как в благоприятных структурах, так и в стратиграфических горизонтах. Некоторые рудные тела приурочены к прогибам напластования пород, чему Нью-Кобар является лучшим задокументированным примером. На рудниках Оксидентал, С. S. A., Гладстон, а также, возможно, Грейт-Кобар и Чесни отмечаются пластовые флексуры близ окончаний рудных тел. Однако на руднике Споттед-Леопард имеется крутая складка в компетентных кварцитах, тем не менее проявлена лишь слабая минерализация. Формирование этих складок должно согласоваться с тангенциальным северным стрессом восточного блока, но Салливан [12], экстраполируя оси складок широтного простирания в куполе Амфитеатр (в 19 км к западу от Кобара), пришел к выводу, что они представляют собой антиклинальные поперечные складки. Он также сообщал об изменении погружений структур возле рудных тел.

Конолли [4] рассматривал зоны рассланцевания и трещиноватости как протяженные надвиги, обусловленные контрастностью компетентности слоев при складкообразовании, с максимальным их проявлением вдоль регионального кливажа в менее компетентных слоях. Он попытался установить наличие другой серии протяженных надвигов по азимуту 330°, соединив Грейт-Кобар, Нью-Кобар и Чесни одной линией, а Дапвилл, Гладстон, Оксидентал и Пик — другой. Пересечение этих линий как бы образовало погружающиеся на север колонны трещиноватых пород, где наиболее сильное ослабление проявлялось в сланцах. Это объясняло погружение рудных штоков. Томсон [14] поддерживал эту гипотезу и обращал особое внимание на деформацию сланцев. Ее модифицировали Мьюлхолланд и Райнер [8], допустив наличие обширной зоны дробления, образовавшейся вследствие пересечения трещин, имеющих простирание 340° и северо-восточное падение, с большим количеством сложных надвиговых разломов, грубо параллельных кливажу. Такие трещины наблюдались на Нью-Кобар и Чесни. Слабая сторона гипотезы Конолли заключается в необходимости доказательства существования протяженных надвигов, вытянутых по азимуту 330°. Они не являются очевидными на С. S. A. и никогда не наблюдались на других рудниках. В Дапвилле однако, рудные штоки залегают, по-видимому, в пересечениях зон рассланцевания и трещиноватости, имеющих простирания 350 и 343°.

Расселл и Льюис [11] придерживались концепции повсеместного стратиграфического контроля с формированием рудных тел в зонах «повышенной деформации и рассланцевания».

Рудник C.S.A.

Стратиграфия. Вмещающими породами на руднике C.S.A. являются ритмично переслаивающиеся тонко- и грубозернистые алевролиты, варьирующие до сланцев и тонкозернистых граувакк. Они представляют собой кварц-хлорит-серицитовые породы с хлоритом и серицитом глинистой размерности, составляющими более 60% тонкозернистых тончайших слойков. Алевритистые слои имеют преимущественно кварцевый состав, иногда с карбонатным цементом. Примесным компонентом является аморфный углерод, часто концентрирующийся между грубо- и тонкозернистыми слоями. Калиевый полевой шпат не установлен.

Томсон [14] полагал, что рудные тела находятся в аргиллитовой зоне шириной около 215 м, ограниченной к западу и востоку песчанистыми слоями. В подземных выработках видно, что частота переслаивания алевролитов

больше между рудными телами, чем в других местах, а более грубозернистые граувакки («кварциты») появляются западнее Западной рудной системы. Граувакки (Робертсон, личное сообщение) сложены в основном кварцем, полевым шпатом, серицитом и хлоритом, а также большим количеством второстепенных минералов и обломками халцедоновидных кремней, кристаллических сланцев, гранитов и, возможно, вулканитов. Они содержат примеси аутигенных сульфидов цветных металлов. Эти породы повсеместно силицифицированы и включают диффузные кварц-кальцитовые жилы, очевидно образованные за счет выделения материала из вмещающих пород.

Хотя разрез выглядит явно монотонным, характер переслаивания изменяется от тончайших слойков силицифицированных «кремнистых» алевролитов мощностью менее 1 см до сортированных пластов алевролитов мощностью до 35 см, встречающихся к востоку, северу и западу от рудной зоны. Кроме того, в некоторых местах отмечается ясная дифференциация пород с повышенным содержанием карбонатного или углистого материала, закартированы также биотитсодержащие граувакки. Бесли [2] и Робертсон (личное сообщение) по соотношению алевролитов и сланцев или минеральной концентрации в складчатой зоне, наблюдаемой возле шахт, выделили и описали три пачки. Они содержат один отчетливо толстослоистый горизонт «кварцитов», который может быть прослежен на расстоянии свыше 300 м по вертикали, но не на север в рудной зоне. Точное распределение фаций неизвестно.

Вблизи рудных зон слоистость часто полностью отсутствует; породы представляют собой однообразные силицифицированные хлоритовые алевролиты. Местами они включают узкие полоски хлорита, субпараллельные кливажу, интерпретируемые как тонкие хлоритовые слойки, растянутые и перемещенные под воздействием стресса.

Породы в непосредственной близости от рудных тел лишены маркирующих слоев, хотя на расстоянии до 120 м к западу от Западной рудной системы встречаются несколько протяженных образований грубозернистых углистых кварцитов, содержащих характерные осадочные брекчии с темными обломками сланцев, маломощные (3 см) грубые аркозы ограниченного распространения и кремнистые аргиллиты мощностью 20 м.

Хорошо сохранились признаки седиментации, такие, как рифленая поверхность растворения, отпечатки нагрузки, текстуры растворения и заполнения, градационная слоистость. Окаменелостей не найдено, и не имеется прямых признаков, указывающих на синхронный вулканизм, хотя Каппелли [7] предполагал наличие связи осадконакопления с вулканизмом, основываясь на второстепенных осадочных компонентах.

Структура. В связи с отсутствием маркирующих горизонтов детальная структура месторождения в значительной степени не расшифрована. Простирание слоистости большей частью 338°, а падение 70—80° З. Фасы плоскостей напластования, где бы они ни наблюдались, обращены на запад. Попадается опрокинутое залегание с западными фасами напластования; это особенно имеет место на верхних горизонтах Западной рудной системы, где кливаж также был повернут, вследствие чего рудное тело погружается под углом менее 50°. К востоку от Восточной рудной системы, а также в складке возле шахт простирания находятся в пределах 270—320° с падениями на юг или юго-запад.

Робертсон [10] различал три класса линейности и два периода складчатости.

Линейность S_1, определяемая по ориентировке чешуек слюды и по преимущественной ориентации зерен пирита, параллельна слоистости S_0. Линейность S_1 особенно четкая в смятых или складчатых участках, где

вдоль нее происходило проскальзывание, и в участках более грубой слоистости, тесно не ассоциирующейся с рудой.

Линейность S_2, связанная с мелкой складчатостью высоких порядков, накладывается на S_0 и S_1 и проявляется в виде четко секущих плоскостей скольжения. Простираясь в общем направлении по азимуту 9° и падая под углом 80° на восток, она является важным контролирующим фактором локализации руд.

Была также зафиксирована слабая линейность S_3, простирающаяся по азимуту 22°, падающая под углом 78° на юго-восток и связанная с осевой плоскостью F_2.

Складчатость первого периода F_1 имеет угол погружения оси 70° в направлении 164° с осевой поверхностью, параллельной S_2.

Складчатость второго периода F_2 не могла наблюдаться непосредственно, а была выведена из полюсов к S_2. Как было установлено, ось складки погружается под углом 75° в направлении ВСВ 76° (субпараллельно погружению рудных столбов).

Однако Робертсон (личное сообщение) в настоящее время считает, что вероятность существования F_2 слишком мала, что подтверждалось его региональными исследованиями. Он полагает, что искривление линейности S_2 произошло вследствие продолжения затянувшегося периода деформации.

Большинство разрывов, наблюдавшихся на площади рудника, отвечали северному тангенциальному стрессу восточного блока. В рудных зонах или около них рассланцевание со смещением вдоль S_2 или другие субпараллельные трещины становятся господствующим элементом структуры. Зоны рассланцевания и трещиноватости подобного типа встречаются в складчатых участках близ шахт, а также в лежачем боку Западной рудной системы, субпараллельно ей. Другая возможная зона рассланцевания и трещиноватости находится в лежачем боку Восточной рудной системы. Она четко обозначена двумя широкими, но короткими трубами трещиноватых тальк-хлоритовых сланцев, несущих пирит-сфалерит-галенитовую минерализацию; эти трубы протягиваются на глубину и погружаются параллельно руде. Однако трудно проследить рассланцевание и трещиноватость между трубами. Происхождение встречающегося здесь талька неизвестно.

Во многих массивных рудных телах происходили небольшие подвижки по плоскостям отдельности и открытых трещин. Подвижки были послерудными. В Западной рудной системе семейство открытых, выполненных кальцитом или гипсом трещин с незначительными смещениями имеет простирание грубо на запад и падение на юг под углом 20°.

Минерализация. *Типы руд.* Сульфиды, распространенные в C.S.A., варьируют в диапазоне от отчетливо осадочной (но перекристаллизованной) рассеянной вкрапленности пирита или пирротина до массивных сульфидных тел. Они могут быть разделены на четыре типа руд, которые будучи индивидуально различимыми, не встречаются изолированно в виде дискретных тел. Каждый тип может постепенно переходить в любой другой тип. Тела могут рассматриваться как агрегаты сетчатых кварц-сульфидных, или кварц-сульфидно-карбонатных жил, которые местами приобретают массивный облик.

Зерна имеют размер менее 0,5 мм, а часто меньше 50 мкм, однако отдельные кристаллы пирита могут достигать 1 см.

Восточный тип руды. Это малосульфидный тип, состоящий из 10—12% халькопирита и пирротина в частично окварцованных алевролитах. Массивные и полосчатые халькопирит-пирротиновые жилы до 1 м мощностью окружены рассеянной сульфидной вкрапленностью или прожилками. Пирит присутствует лишь в виде изолированных кристаллов в массивных

жилах. Обычны ассоциирующиеся кварцевые прожилки, но в некоторых местах кварц полностью отсутствует, особенно там, где сульфиды локализованы в богатых хлоритом зонах рассланцевания и трещиноватости.

Тип руды 11 С Е. Это массивный кремнистый халькопирит-пирротиновый тип руды, характеризующийся однородным обликом и слабо гранулярной структурой. Он встречается в виде трубообразных масс, грубо изометричных в плане и вытянутых по вертикали. Последние в общем случае ограничены поверхностями рассланцевания и трещиноватости и часто в своих периферических частях постепенно переходят в руды восточного типа. Прожилки кварца редки, большей частью кварц находится в виде «гранул» в сульфидном матриксе. Крупнокристаллический кальцит присутствует как спорадический жильный минерал.

Западный тип руды. Это густо вкрапленный до массивного, кремнистый, брекчированный пиритовый тип руды, содержащий включения и прожилки халькопирит-пирротинового состава и спорадических сфалерита и галенита; он постепенно переходит в медно-цинковый тип руды. Вмещающие породы часто сильно окремнены до появления характерных бледно-серых кремнистых пород («эльван»), испещренных диффузными кварцевыми прожилками. Хотя эти породы имеют облик осадочных кремней, можно наблюдать все стадии силицификации от слоистых алевролитов до массивных кремней, лишенных видимых признаков их генезиса. Пирит исключительно тонкозернистый и массивный, хотя попадается и его гранулярная эвгедральная разновидность. Зоны кварцевых прожилков сильно брекчированы и обнаруживают в своем составе угловатые обломки сланцеватых вмещающих пород. Брекчированные обломки алевролитов содержатся также в массивных халькопирит-пирротиновых жилах. В ослабленных частях руды постепенно переходят в кварц-пиритовые или пирит-халькопиритовые жилы.

Медно-цинковый тип руды. Это массивный сульфидный тип, состоящий главным образом из пирита, но часто из пирротина, и содержащий неправильные включения сфалерита и галенита. Отношение свинца к цинку составляет 1 : 2 или 1 : 3. Сфалерит варьирует от интерстициальных заполнений между зернами эвгедрального пирита до массивного с незначительными включениями пирита. Руды часто полосчатые, и весьма обычна ассоциация сфалерит — пирротин. Халькопирит является подчиненным минералом. Жильные минералы, как правило, представлены кальцитом и хлоритом, но встречается также кварц. Массивные рудные штоки имеют резкие контакты и часто ограничены плоскостями рассланцевания и трещиноватости. Известна также богатая медью разновидность этого типа руды. Она представляет собой массивную пирит-халькопиритовую руду без свинца или цинка; халькопирит часто макроскопически невидим.

Второстепенные минералы. В образцах, помимо вышеописанных, могут наблюдаться очень немногие сульфиды: арсенопирит, марказит и совершенно случайные висмутовые минералы. Редкие минералы включают самородный висмут, висмутин, станнин, тетраэдрит, галеновисмутит, гуанахуатит, валлериит и штромейерит (CuAgS). Серебряная фаза фиксируется обычно наличием меди, но она, как правило, имеет слишком малые размеры для диагностики.

Распределение. После завершения буровых работ до начала проходки подземных горных выработок выделялись две параллельные залежи, разделенные убогой минерализацией шириной 185 м. Разведкой на горизонте 366 м между двумя залежами установлено несколько дискретных тел меньших размеров. После завершения проходки разведочных выработок на горизонте 549 м стало ясно, что эти рудные тела являются штоками богатых руд внутри обширного чехла минерализации и что разделение на верхних уровнях обусловлено системами взбросов продольного и поперечного направ-



Рис. 3. Распределение руд на горизонте 275 м ниже дневной поверхности на руднике С. S. A.

а — Восточная рудная система; *б* — Западная рудная система.
1 — медная руда; *2* — медная руда с цинком; *3* — элементы залегания слоистости.

лений. Было установлено, что рудные тела на старом руднике С. S. A. и на Тинто (штоки Медно-цинковый 4 и Тинто) являются массивными свинцово-цинковыми штоками в висячем боку западной залежи, разбуренной на глубину. Начиная с этого времени, к востоку от Восточной рудной системы бурением был оконтурен другой медный шток. Подобным образом под железной шляпой к западу от Западной системы было найдено большое число мелких массивных, но непромышленных штоков.

Распределение руды показано на рис. 3, 4 и 5.

З а п а д н а я р у д н а я с и с т е м а. Эта система представляет собой серию штоков, сложенных западным и медно-цинковым типами руд с подчиненным проявлением восточного типа и 11СЕ. Слабо минерализованные промежутки между штоками смещаются либо сужаются по простиранию или вниз по падению очень нерегулярно и часто. В 150 м ниже поверхности лишь северный из трех рудных штоков известен на горизонте 360 м, а два богатых цинком штока остаются в висячем боку. Это наблюдение, а также изучение обнажений того времени привели Каппелли [7] к предположению о наличии зональности, выраженной в возрастании цинка вверх; однако недавнее бурение ниже 550 м показало новое возрастание цинка, выразившееся в появлении медно-цинкового типа руд.

Лежачий бок Западной рудной системы имеет резкую, но неправильную границу, а висячий бок включает большое количество кварцевых и сульфидных прожилков. Зона окремнения не накладывается на лежачий бок.

В о с т о ч н а я р у д н а я с и с т е м а. Восточная рудная система не имеет четких границ, хотя некоторые из ее штоков определяются достаточно отчетливо. Близ северного окончания системы преобладает восточный тип руд с несколькими мелкими трубами, сложенными типом руд 11СЕ; медно-цинковый тип с небольшими проявлениями западного типа доминирует на южном окончании. Отдельные медно-цинковые штоки в периферических частях обогащены медью, а шток В изменяет свой состав от массивного пирит-халькопиритового к массивному пирит-сфалерит-галенитовому на верхних горизонтах. Это единственный случай, который может истолковываться как зональность; подобной картины в других медно-цинковых штоках не наблюдается.

З о н а D. Зона D представляет собой выполненную кварцем зону рассланцевания и трещиноватости длиной приблизительно 600 м, расположен-

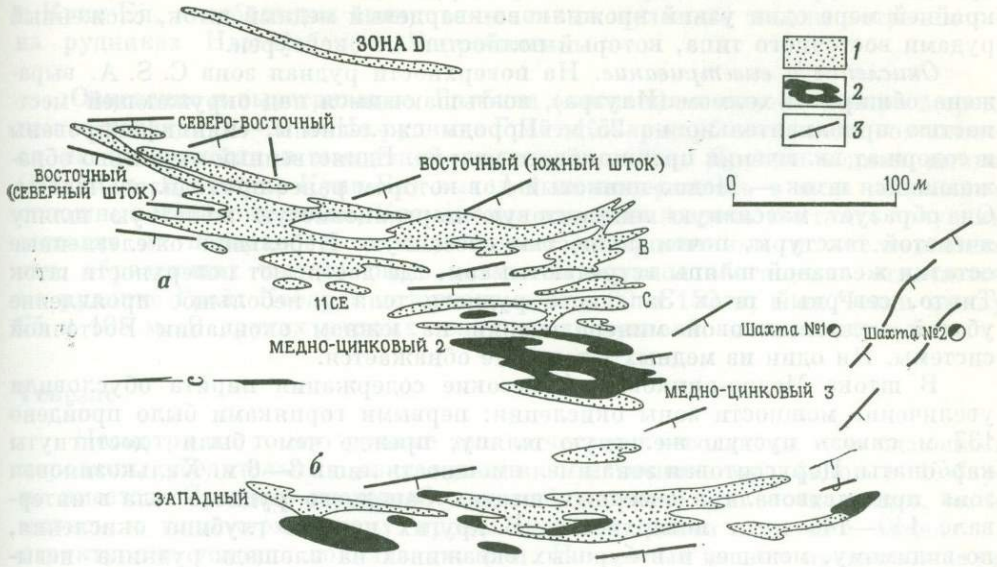


Рис. 4. Распределение руд на горизонте 528 м ниже дневной поверхности на руднике C.S.A.

а — Восточная рудная система; *б* — Западная рудная система.
1 — медная руда; *2* — медная руда с цинком; *3* — элементы залегания слоистости.

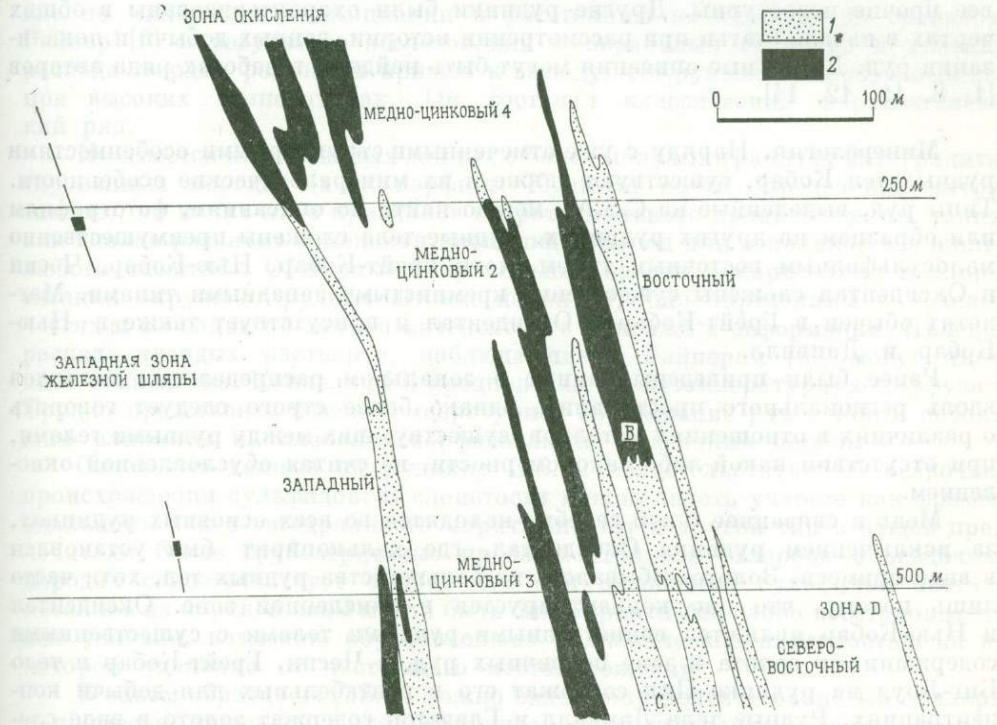


Рис. 5. Идеализированный поперечный разрез на руднике C.S.A. (вид с севера).

1 — медная руда; *2* — медная руда с цинком.

ную в 105—125 м восточнее Восточной рудной системы. Она включает по крайней мере один узкий прожилково-кварцевый медный шток, сложенный рудами восточного типа, который полностью не оконтурен.

Окисление и выветривание. На поверхности рудная зона C. S. A. выражена обширным холмом (Илуэра), возвышающимся над окружающей местностью приблизительно на 25 м. Породы ожелезнены, силицифицированы и содержат включения прожилкового кварца. Единственный отчетливо обнажающийся шток — Медно-цинковый 4, в котором ранее проходились шахты. Он образует массивную лимонитовую марганцовистую железную шляпу ячеистой текстуры, почти полностью срезанную. Небольшие ожелезненные остатки железной шляпы встречаются там, где достигают поверхности шток Тинто, северный шток Западного рудного тела и небольшое проявление убогой медно-цинковой минерализации на южном окончании Восточной системы. Ни один из медных штоков не обнажается.

В штоке Медно-цинковый 4 высокие содержания пирита обусловили увеличение мощности зоны окисления: первыми горняками было пройдено 137 м сквозь пустую железную шляпу, прежде чем были достигнуты карбонаты. Церусситовая зона имела мощность лишь 3—6 м. Халькозиновая зона присутствовала в северных штоках Западного рудного тела в интервале 140—146 м от поверхности. В других штоках глубина окисления, по-видимому, меньше, и в буровых скважинах на площади рудника невыветрелые алевролиты встречаются на уровне 75—90 м ниже поверхности.

Другие рудники

Единственным действующим рудником в рудном поле является C.S.A., все прочие недоступны. Другие рудники были охарактеризованы в общих чертах в начале статьи при рассмотрении истории, данных добычи и локализации руд. Детальные описания могут быть найдены в работах ряда авторов [1, 8, 11, 12, 14].

Минералогия. Наряду с уже отмеченными структурными особенностями рудных тел Кобар, существуют также и их минералогические особенности. Типы руд, выделенные на C.S.A., можно найти по описаниям, фотографиям или образцам на других рудниках. Рудные тела сложены преимущественно малосульфидным восточным типом, хотя Грейт-Кобар, Нью-Кобар, Чесни и Оксидентал сложены существенно кремнистыми западными типами. Магнетит обычен в Грейт-Кобар и Оксидентал и присутствует также в Нью-Кобар и Дапвилл.

Ранее были приведены данные о зональном распределении металлов вдоль регионального простирания, однако более строго следует говорить о различиях в отношениях металлов, существующих между рудными телами, при отсутствии какой-либо закономерности, не считая обусловленной окислением.

Медь и связанное с ней серебро находятся во всех основных рудниках, за исключением рудника Оксидентал, где халькопирит был установлен в виде примеси. Золото добывалось из большинства рудных тел, хотя часто лишь потому, что оно концентрируется в окисленной зоне. Оксидентал и Нью-Кобар являются единственными рудными телами с существенными содержаниями золота в зоне первичных руд, а Чесни, Грейт-Кобар и тело Биг-Лоуд на руднике Пик содержат его в рентабельных для добычи концентрациях. Рудные тела Дапвилл и Гладстон содержат золото в виде следов, а C.S.A. и Куин-Би не содержат его вообще.

Свинец и цинк известны в больших количествах лишь на C.S.A., хотя массивный шток имеется и на руднике Пик. Свинцово-цинковые тела были

также зафиксированы на рудниках Грейт-Кобар, Нью-Кобар, Оксидентал и Куин-Би, а небольшие свинцово-цинковые железные шляпы встречаются на рудниках Нью-Кобар и Баррабанги.

Окисление и выветривание. Глубина окисления к югу от Кобара в среднем составляет 75—90 м. На руднике Грейт-Кобар карбонаты меди появляются на поверхности в массивной железной шляпе. Другие медные штоки (Дапвилл, Гладстон, Куин-Би) выходят на поверхность в виде небольших сплошных железных шляп. Кремнистые отложения вдоль контакта граувакк выходят на поверхность в виде сильно окварцованных и ожелезненных зон, образующих выступающие холмы. Вторичное обогащение отмечается на руднике Грейт-Кобар в интервале между 60 и 150 м, а на Чесни между 75 и 105 м. В других рудных телах оно безусловно незначительно.

Генезис

Несмотря на то что рудные тела отчетливо несогласны с вмещающими породами, убедительных свидетельств об источнике сульфидов в Кобаре не имеется. Прежние исследователи, наблюдавшие эти соотношения, склонялись к гидротермальному происхождению, делая основной акцент на структурные условия локализации руд. Некоторые из них предупреждали, что не следует исключать возможность осадочного происхождения. Ранние гипотезы касались также происхождения рудных тел, связанного с гидротермальными флюидами. Салливан [12] допускал наличие гипотетического антиклинального хребта гранитизированных осадочных пород под каждым местоположением руды и классифицировал каждое месторождение по минеральной ассоциации и расстоянию на глубину до гранитов. Райнер [9] в результате исследования минеральных структур и явлений распада твердых растворов пришел к выводу, что рудные тела образовались при высоких температурах. Он составил классический парагенетический ряд.

Не имеется ни очевидных данных о более молодых гранитах или гранитизированных породах (хотя порфиры Куин-Би почти определенно интрузивные), ни каких-либо признаков гидротермального происхождения, таких, как вполне развитые изменения вмещающих пород или зональность в жилах любого масштаба. Обширные неправильные ореолы окварцевания и хлоритизации окружают рудные штоки, но они трудно определимы в краевых частях и совпадают с зонами интенсивного кливажа и деформации. Явления распада твердых растворов, наблюдавшиеся Райнером [9], могут иметь иное объяснение. Каппелли [6] предполагал низкотемпературную диффузию. Трудно представить высокотемпературное образование руд с таким небольшим влиянием на слабометаморфизованные осадочные породы.

Отдельные данные по руднику C.S.A. свидетельствуют об осадочном происхождении сульфидов. В слоистости можно видеть участие как фрамбоидального, так и эвгедрального пирита, но тот и другой тип в общем предпочитают более грубозернистые прослои. Примесь углерода в осадочных породах свидетельствует о том, что для отложения сульфидов цветных металлов из морской воды могли быть благоприятными слабо восстановительные условия, возможно обусловленные вулканической активностью на некотором удалении от настоящего местоположения.

В одном образце из C.S.A. можно видеть определенно-слоистый сфалерит с примесью галенита и халькопирита, ориентированный вдоль кливажа (рис. 6). Однако сульфиды могли распределяться по слоистости, так что это свидетельство не является окончательным. Можно полагать, что слоистые сульфиды могли быть ремобилизованы вдоль кливажа под действием

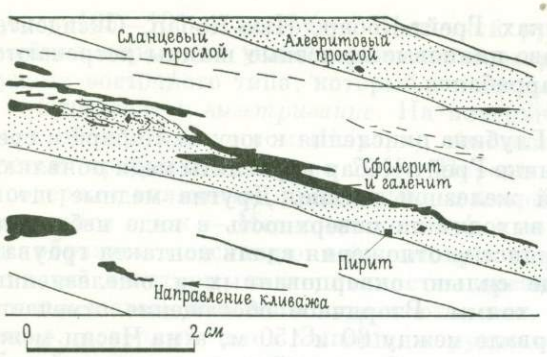


Рис. 6. Образец керна, показывающий ремобилизацию сульфидов по трещинам кливажа.

стресса. В сульфидах наблюдались структуры перекристаллизации и деформации, что почти определенно указывает на имевшую место ремобилизацию. Поэтому парагенетические соотношения Райнера [9] могут быть обусловлены различной силой кристаллизации или подвижностью сульфидов. Бесли [2] в результате минераграфического изучения руд пришел к заключению, что «не может быть больших сомнений относительно присутствия сульфидов во вмещающих их породах во время главной фазы метаморфизма».

Кварцевые жилки в «кварцитах», по-видимому, образовались за счет перекристаллизации, и можно наблюдать образцы, в которых жилки из окварцованных или перекристаллизованных грубозернистых слойков проникают в рассланцованные слои, содержащие осадочный пирит. Таким образом, кварцевые прожилки и окварцевание могли возникнуть за счет грубозернистых, богатых кварцем алевролитовых прослоев. Кальцит, второстепенный компонент осадочных пород, является соответственно менее распространенным жильным минералом.

Считается, что сульфидная минерализация, особенно на руднике C.S.A., отложилась сингенетично неподалеку от настоящего местоположения рудного тела и была ремобилизована под влиянием сложного стресса в секущие структуры, локализованные в зонах максимального контраста компетентности рудовмещающих пород.

Благодарности

Автор выражает благодарность руководству компаний Cobar Mines Pty. Ltd. и Mines Exploration Pty. Ltd. за разрешение опубликовать эту статью, а также И. Г. Робертсону за его помощь и сотрудничество.

Список литературы

1. *Andrews E. C.*, Report on the Cobar Copper and Goldfield, Geol. Surv. N.S.W. Mineral Resources, 17, 1911.
2. *Besley R. E.*, B.Sc. (Hons.) Thesis, unpublished, University of Adelaide, 1966.
3. *Brunker R. L.*, Cobar 1:250 000 Geological Sheet, Geol. Surv. N.S.W., 1969.
4. *Conolly H. J. C.*, Geology in exploration, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 143—144, 156—187, 1946.
5. *Iten K. W. B.*, Facies change—a factor in ore localization in the Cobar mineral field, N.S.W., Mines Mag., **43**, 23—28, 43, 1952.
6. *Kappelle K.*, The Queen Bee Mine, Cobar Mines Pty. Ltd. unpublished report, 1969.
7. *Kappelle K.*, Geology of the C.S.A. Mine, Cobar, N.S.W., Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 233, 79—94, 1970.
8. *Mulholland C. St. J., Rayner E. O.*, New Occidental, New Cobar and Chesney Mines, Cobar, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 897—905, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.

9. *Rayner E. O.*, The copper ores of the Cobar region N.S.W., Mem. geol. Surv. N.S.W., No. 10, 1961, 1969.
10. *Robertson I. G.*, B. Sc. (Hons.) Thesis, University of New England, 1968.
11. *Russell R. T., Lewis B. R.*, Gold and copper deposits of the Cobar district, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 411—419, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
12. *Sullivan C. J.*, Geology of the New Occidental, New Cobar and Chesney Mines, Cobar, N.S.W., Rep. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 6, 1947, 1951.
13. *Sullivan C. J.*, Mineralization in the Cobar-Nymagee province and its significance, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 156—157, 154—176, 1950.
14. *Thomson B. P.*, Geology and ore occurrence in the Cobar district, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 863—869, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.

Пангуна

А. Баумер, Р. Фрейзер

Общие сведения

Рудное тело Пангуна находится в центральной части острова Бугенвиль (Соломоновы острова) и имеет координаты 6°20′ ю. ш., 155°30′ в. д. Оно размещается в истоках реки Каверонг, впадающей в залив Импресс-Аугуста на западном побережье. Высотные отметки на участке рудника колеблются в пределах 580—900 м, но пики хребта Кроун-Принс возвышаются над долиной до 1600 м. Участок был покрыт густым лесом влажных тропиков, который был расчищен над рудным телом и на годсобных площадях горнорудного предприятия. Климат экваториальный. Среднее годовое количество осадков в Пангуне составляет 5000 мм. Среднемесячные температуры колеблются между 19 и 25,5°С, а средняя относительная влажность в полдень составляет 85 %.

В 1930 г. разведчиками было открыто золото в Купеи, а вскоре после этого близ Пангуны. Впоследствии медно-золотые кварцевые жилы и связанные с ними россыпи в обоих пунктах отрабатывались в небольшом масштабе, причем в Пангуне вплоть до японской оккупации в 1941 г. Золото-медная ассоциация с порфирами и агломератами в Купеи и Пангуне была описана Фишером [7]. В 1962 г. компания C.R.A. Exploration Pty. Ltd. выявила распространение меднопорфировых ассоциаций от Филиппин через Новую Гвинею к Соломоновым островам, и в том же году она приступила к предварительным поискам медно-порфировых руд в Квинсленде. В результате этих поисков были обнаружены два определенно меднопорфирово-молибденовых тела (с концентрациями значительно ниже промышленных) в гранитах верхнепалеозойского до нижнемезозойского возраста, а также были отработаны рациональные методы геохимических поисков [11].

Правительственный чиновник, геолог Дж. Томпсон, инспектировавший район Пангуна — Морони, отметил наличие медно-порфировой ассоциации пород и рекомендовал проведение рекогносцировочных геохимических работ и картирования на значительной площади хребта Кроун-Принс для выявления слабо выраженных центров медно-золотой минерализации [18].

К. Филлипс, возглавлявший проведение поисковых работ компании C.R.A. Exploration Pty. Ltd. в Квинсленде, после двух лет работы пришел

A. Baumer, Chief Geologist, Bougainville Copper Ltd., Panguna; *R. B. Fraser*, Supervising Geologist, C. R. A. Exploration Pty. Ltd., Melbourne.

к заключению, что, несмотря на существование медно-порфировой минерализации в более древних породах, все промышленное оруденение известно в пределах или близ интрузивов мелового — третичного возраста. Филлипс считал, что район Купеи — Пангуна является перспективным, поскольку его геологическое строение, в соответствии с описаниями Фишера и Томпсона, близко к таковому рудника Атлас в Толедо на Филиппинах, который он посетил в 1963 г. Группа геологов под руководством Филлипса в мае 1964 г. начала рекогносцировочные геохимические работы в районе Купеи — Пангуна, в результате которых к июлю 1964 г. была установлена аномалия рассеянной медной минерализации на площади 13 км² [11]. Детальное геохимическое опробование почв позволило выявить участок Пангуна-Хилл как значительный центр минерализации (с отдельными площадями, покрытыми свежим пепловым слоем), проявляющейся на поверхности отчетливой аномальной зоной около 300 м в диаметре. В дальнейшем было показано, что эта аномальная зона совместно с другими аномалиями к северу и северо-западу занимает площадь 600 × 425 м. Ниже почвенной аномалии с помощью легкого алмазного бурения в трех скважинах из пяти была подсечена первичная минерализация промышленных концентраций. После этого для изучения почвенной аномалии в целом и для разбуривания двух профилей через изолированные аномалии на севере и северо-западе были доставлены более тяжелые установки алмазного бурения. Эти профили показывали, что ниже земной поверхности минерализация весьма обширна; нарушение ее сплошности на поверхности обусловлено более поздними пепловыми осадками и другими молодыми рыхлыми отложениями. Четырнадцать буровых установок алмазного бурения были использованы для поисково-разведочных работ. Бурение проводилось в основном по квадратной сетке с шагом 122 м и с более близким расположением отдельных скважин. Все поисково-разведочные скважины были вертикальными, большинство из них проходилось до глубины около 335 м (предполагаемый уровень дна эксплуатационного карьера), а некоторые были продолжены до горизонта 60 м. Все скважины были остановлены в минерализованных породах с концентрациями металлов у забоя, как правило, несколько меньшими, чем средние по скважине. Для проверки непрерывности оруденения было пробурено несколько наклонных скважин. Поисково-разведочные буровые работы расширялись по площади до определения горизонтальных границ по минимальному содержанию первичной меди в 0,3%, что потребовало 67 000 м общего объема бурения в 238 вертикальных скважинах, продолжавшегося четыре года. В течение первых двух лет, до ввода в действие подъездного пути, буровые установки обслуживались вертолетами.

Рудовмещающие породы обычно сильно трещиноваты, особенно в участках повышенных первичных концентраций металлов. Рудные сульфиды и жильные минералы, как правило, очень хрупкие и крошащиеся; большая часть руд чаще встречается в виде жил, а не рассеянной вкрапленности. Извлеченный керн был почти всегда разбит на множество кусочков; поэтому для наивысшего выхода керна и его надежного измерения осуществлялся строгий, практически выработанный режим бурения с использованием наиболее подходящих буровых коронок и промывочной жидкости, а образцы для инженерно-геологического изучения стандартных размеров изготовлялись из керна вручную. За исключением небольших контрольных интервалов, весь керн дробился для опробования. Извлечение керна в первичной зоне составляло 94,3%. С учетом природы минерализации требовалась независимая оценка влияния потери керна на подсчет запасов и определение величины содержаний металлов. С этой целью для исследования влияния потери керна и обоснованности использования при разведке вертикальных скважин, для получения полных металлургических валовых проб,

для определения объемных весов и получения дополнительных данных по рудной и инженерной геологии в зоне первичных руд были пройдены штольни. Общая длина двух приблизительно одинаковых штолен, включая рассечки и восстающие по ранее пробуренным скважинам, составила 4,7 км. Около 3,7 км было пройдено с опережающим бурением шпуров и опробованием. После выемки руда механически взвешивалась, дробилась и опробовалась. Анализ полученных результатов показал, что оценка параметров, проводившаяся по данным опробования керна скважин алмазного бурения, не была завышенной, а оказалась вполне приемлемой для определения содержаний и подсчета запасов.

Запасы первичной руды были оценены в 900 млн. т с содержанием меди 0,48%, золота 0,55 г/т, серебра около 3 г/т и следов молибдена. Запланированная годовая добыча в пересчете на медь составила 150 000 т и 12 т золота в концентратах.

Планирование эксплуатационных работ началось в начале 1966 г., первоначально преимущественно в связи с оценкой общей экономической рентабельности рудника и определением оптимальной стратегии добычи. Анализ показал, что предпочтительнее карьерный способ добычи, чем подземная блочная выемка [6]. Предшествующие добыче вскрышные работы начались в 1969 г., а добыча — в апреле 1972 г. К концу 1972 г. через обогатительную фабрику было пропущено 24 млн. т сухой руды и было удалено 76 млн. т пустой породы и отходов.

Общая геология

Положение острова Бугенвиль в островной дуге Соломоновых островов и в Меланезии описано Колманом [2]. Блейк и Мизитис [1] описали стратиграфию острова Бугенвиль и региональную позицию порфирового месторождения Пангуна, а Денхэм [3] — высокую сейсмичность территории. Томпсон и Фишер [19] провели обзор новейшей тектоники известных минеральных месторождений региона Новая Гвинея — Соломоновы острова.

Геология месторождения и его окрестностей была описана Макнамарой [13], который на основании своих личных исследований модифицировал и развил дальше идею, выдвинутую Мак-Куином [15] и Фонтэном [9], а также систематизировал данные современных исследований. Фрейзер и Бомер [10] суммировали в неопубликованном отчете все работы по разведке и опробованию вплоть до окончания оценочно-разведочной фазы, проводившиеся на месторождении Пангуна компанией C.R.A. Exploration Pty. Ltd. Этот отчет и работа Макнамары остаются основой настоящего описания; изменения были внесены по литературным данным и особенно по материалам детального геологического картирования карьера, проводившегося геологами компании Bougainville Copper Pty., а именно Г. Кларком и Р. Родесом. Найт и др. [11] показали соотношения между изолиниями содержаний металлов и контурами интрузивов и характерные черты месторождения, присущие многим другим порфировым месторождениям.

В результате работы по разведке и добыче увеличивалось количество обнажений, на которых Пойнтон [20] провел полевое изучение визуально наблюдаемых изменений пород на месторождении Пангуна и вокруг него. Пейдж и Мак-Дугалл [17] изучили геохронологию медно-порфировой системы Пангуна; Пейдж [16] в свою очередь провел корреляцию с другими месторождениями в Папуа Новой Гвинее. В соответствии с концепцией тектоники плит ряд исследователей [4, 5] считают, что участок месторождения Пангуна расположен на восточной окраине Австралийской плиты. Митчелл и Гарсон [14] полагают, что он генетически связан с зоной Беньофа. Основываясь на материалах полевых работ до 1969 г. и данных петрографи-

ческого изучения пород, Фонтэн [9] представил схему истории геологического развития на месторождении Пангуна.

В свете современных знаний и выводов общее положение медно-порфирового месторождения Пангуна, таким образом, может быть определено как размещенное в поясе изверженных пород, который в структурном и тектоническом отношении является частью островной дуги Соломоновых островов, а в литологическом — близок к основанию этой дуги, где оно сложено преобладающими кайнозойскими вулканитами (включая вулканокласты) и подчиненными известняками. К северо-востоку и востоку пояс ограничен платформой Онтонг-Джава и Тихим океаном, а к юго-западу — продолжением океанической впадины Новая Британия. Он находится в позднекайнозойской островной дуге, вероятно связанной с зоной субдукции, включающей восточный край Австралийской плиты. Пояс, по-видимому, протягивается на север, занимая часть Новой Ирландии и остров Манус. Пейдж [16] на основании полученных им изотопных данных считает, что месторождение Пангуна входит в состав позднетретичной — четвертичной медно-золотой металлогенической провинции в юго-западной части Тихого океана, которая включает шесть основных медно-порфировых с золотом месторождений и перспективных площадей на острове Новая Гвинея. Основываясь на геологических данных, он также полагает, что другие перспективные на медь площади в Папуа Новой Гвинее, Ириан-Джайе и на острове Гуадалканал входят в эту провинцию.

Самыми древними породами на Бугенвиле являются андезитовые и базальтовые лавы с вулканокластикой, входящие в состав вулканитов Киета, вероятно, позднеолигоценового до раннемиоценового возраста [1]. Эти породы были смяты в складки, наклонены и разбиты сбросами и образовали в центральном и южном Бугенвиле хребты Кроун-Принс и Дсаро. На центральном Бугенвиле вулканиты Киета несогласно перекрыты известняками Кериака раннемиоценового возраста (стадия «е») [1]. Большая часть острова покрыта более молодыми образованиями группы Бугенвиль, состоящими из андезитовых лав, туфов, агломератов и вулканогенно-осадочных пород, вероятно, плиоценового до современного возраста [1]. Эта толща прорвана большим количеством молодых диоритовых или гранодиоритовых штоков. Большая часть острова Бугенвиль покрыта слоем современного андезитового пепла мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров.

Рудное тело, оконтуренное по бортовому содержанию меди 0,3%, имеет размеры на поверхности 1600 × 1000 м (вытянуто на северо-запад); по форме оно представляет собой круто погружающийся эллиптический цилиндр. Центральная восточная часть рудного тела обнаруживает содержание металла более высокое, чем среднее, установленное по керну скважин; в стороны от этого максимума минерализация имеет тенденцию к постепенному ослаблению до граничной изолинии 0,3% меди, что наиболее четко проявляется к северу в интрузивных породах. К югу и востоку в андезитах это изменение концентрации более резкое.

Литология рудного тела

Терминология, используемая в настоящей работе, большей частью заимствована у Макнамары [13]. Рудное тело Пангуна связано со сложным составом или многократным внедрением в вулканиты Киета крутозалегающих диоритовых тел (рис. 1 и 2).

Андезиты Пангуна. Это прорванные интрузивными образованиями породы, состоящие из чередующихся роговообманковых микродиоритовых

лав, вулканических агломератов, тонкозернистых туфов и лапиллиевых туфов, подверженных региональному метаморфизму в условиях низкой ступени зеленосланцевой фации; генеральное падение их на юго-восток под углами от 5 до 20° вкрест минерализованной зоны.

Фации контактового метаморфизма, образовавшиеся в результате интрузии кварцевых диоритов Каверонг, были описаны Фонтэном [9]. Рогово-обманково-роговиковая фация прослеживается от контакта во вмещающие породы приблизительно на 500 м и характеризуется доминирующей ассоциацией роговая обманка—плагиоклаз—магнетит; далее, приблизительно на расстоянии до 1200 м от контакта, наблюдается постепенный переход к альбит-эпидот-роговиковой фации, характеризующейся ассоциацией эпидот—хлорит—альбит—калиевый полевой шпат—кальцит—пирит.

Кварцевые диориты Каверонг. Эти породы интрудируют андезиты Пангуна. Они представлены серыми до розовых роговообманковыми диоритами и гранодиоритами, сложенными кварцем (0—10%), главным образом находящимся в интерстициях, субгедральными и эвгедральными обычно хлоритизированными кристаллами роговой обманки (15—25 %), достигающими размеров 5 мм, и плагиоклазом, а в отдельных местах — ортоклазом (остальная часть породы). Они занимают около 80% площади интрузивного комплекса в Пангуне.

Три типа пород, как считают, являются краевыми дифференциатами или фациями кварцевых диоритов Каверонг. Биотитовый диорит представляет собой светло-серую породу с обилием псевдоморфоз коричневого биотита по роговой обманке размером от 0,5 до 5 мм в тонкозернистой основной массе розового и серого полевого шпата с небольшим количеством кварца и магнетита; контакт с кварцевым диоритом Каверонг повсеместно постепенный. Биотитовый гранодиорит аналогичен биотитовому диориту, но содержит больше макроскопического гранулярного кварца. Лейкократовый кварцевый диорит похож на биотитовый диорит, но включает микродиоритовую и порфировую разновидности, более интенсивно рассечен кварцевыми прожилками и содержит больше меди и ортоклаза в зальбандах прожилков. Эта порода интрудирует андезиты Пангуна и биотитовые гранодиориты.

Полевошпатовые и кварц-полевошпатовые порфиры. Эти породы обычно распространены на небольшой площади и находятся близ контактов кварцевых диоритов Каверонг и биотитовых диоритов. Некоторые из них интрудируют андезиты Пангуна и биотитовые гранодиориты, но сами прорываются лейкократовыми кварцевыми диоритами. Отдельные их контакты с биотитовыми гранодиоритами и биотитовыми диоритами являются диффузными, вероятно, в результате ассимиляции или смешения двух мобильных фаз; считают, что они могли быть поздней фазой гранодиоритов и диоритов. Макроскопически они представляют собой серые до темно-серых породы с различимыми полевым шпатом или кварцем и вкрапленниками полевого шпата в микродиоритовой до афанитовой основной массе.

Гранодиориты Биуро. Это светлоокрашенные породы, содержащие 10—20% кварца с размером зерен до 1 мм, 10% невыветрелой черной роговой обманки (1—5 мм) и 10—15% вкрапленников полевого шпата (размером 3 мм) в тонкозернистой полевошпатовой основной массе. Они интрудируют как андезиты Пангуна, так и биотитовые диориты. Содержания меди порядка 0,05 вес. %.

Зоны брекчий. Брекчии формируют неправильной формы круто падающие тела, состоящие из обломков диорита и андезита в обычно хлоритизированной основной массе; они ассоциируются с биотитовыми диоритами. Местами основная масса содержит рассеянную вкрапленность сульфидов.

Галечные дайки. Эти дайки представляют собой круто погружающиеся тонкие пластинчатые тела длиной по простиранию более 400 м, сложенные

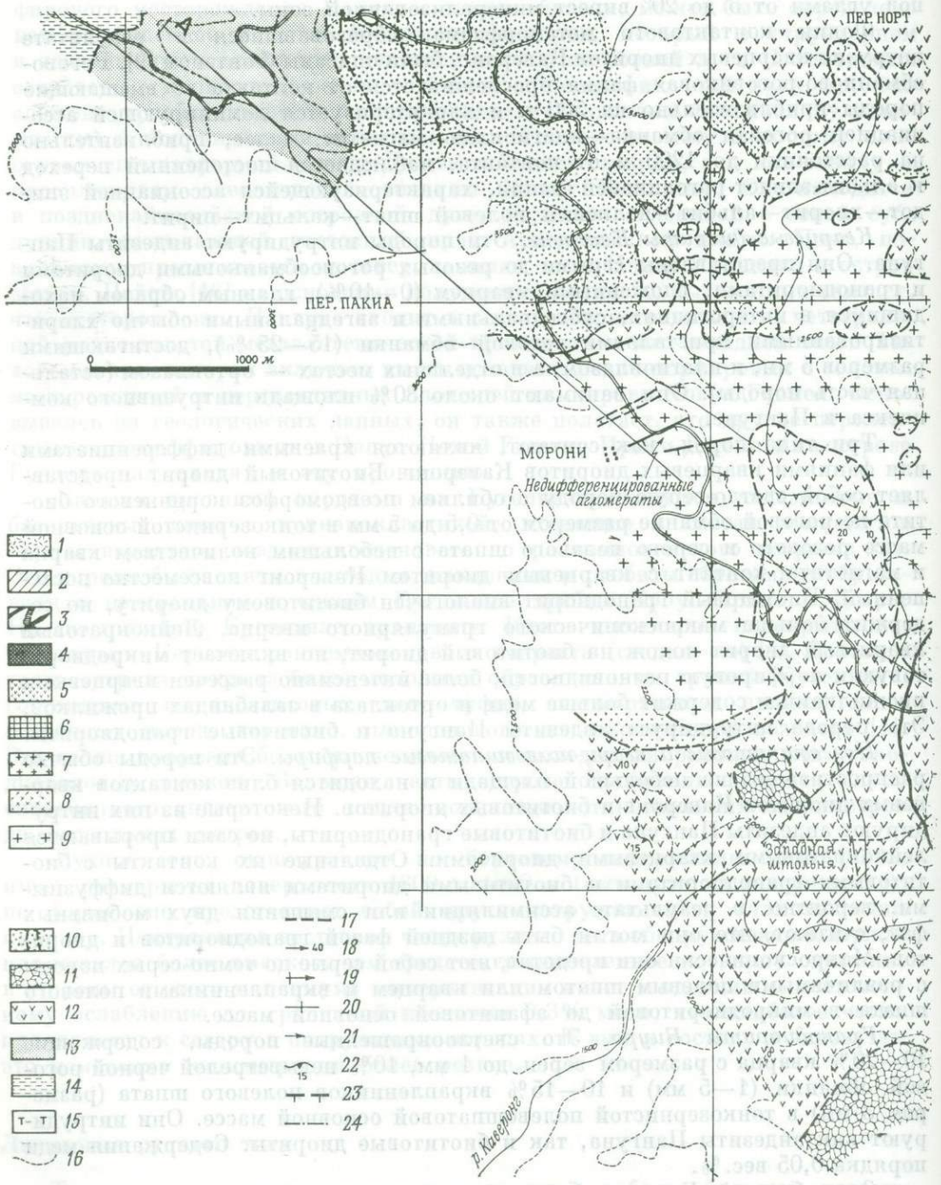
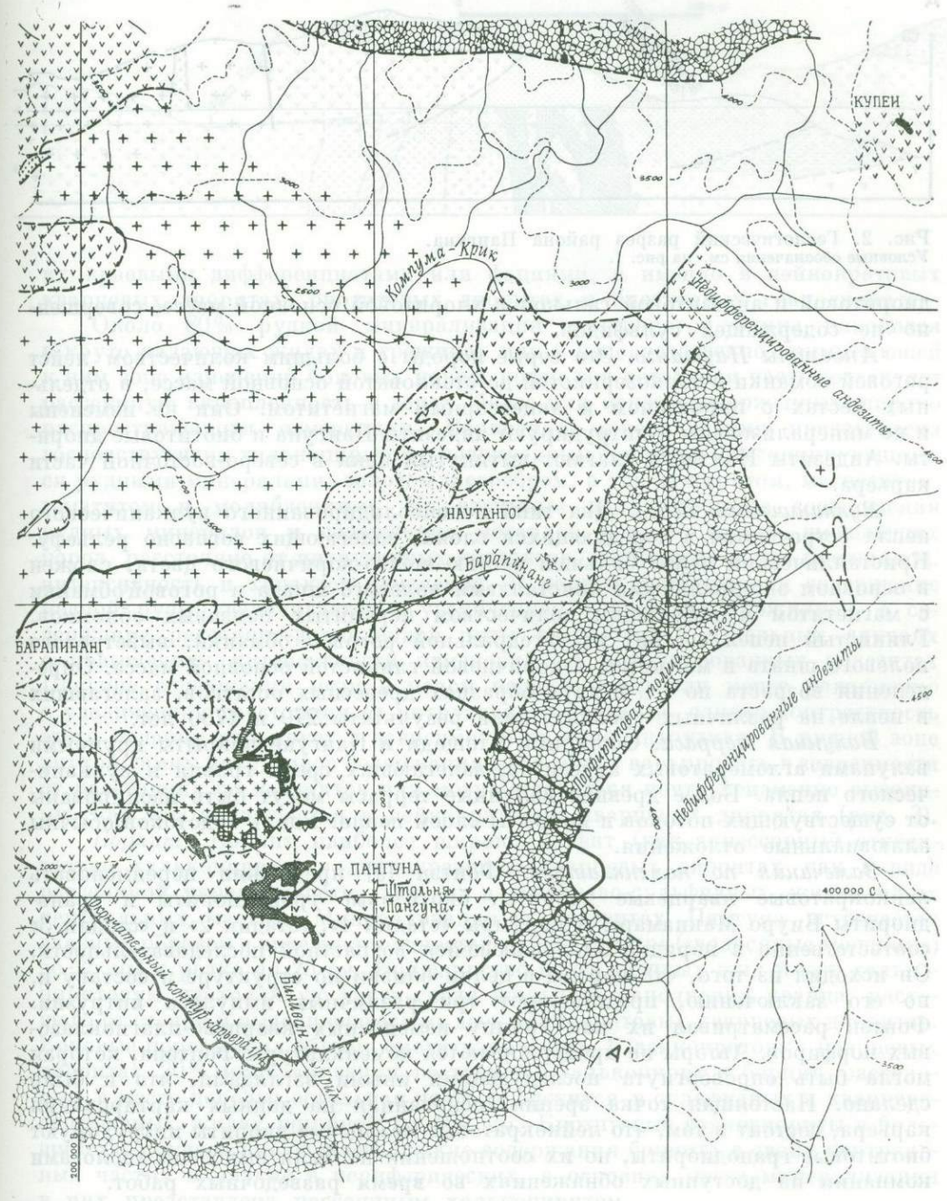


Рис. 1. Геологическая карта района Пангуна [13] с изменениями и добавлениями авторов.

Геология рудника показана по его состоянию на февраль 1973 г.

1 — андезиты Наутанго; *2* — гранодиориты Биуро; *3* — галечниковые дайки и брекчии; *4* — лейкократовые кварцевые диориты; *5* — порфиры Каруна; *6* — полевошпатовые порфиры и кварцево-полевошпатовые порфиры; *7* — биотитовые гранодиориты; *8* — биотитовые диориты; *9* — кварцевые диориты



Каверонг; *10* — туфы Пакиа-Гап; *11* — андезитовые брекчии Биниван; *12* — андезиты Пангуна; *13* — агломераты Пинеи; *14* — алевролиты Наирови; *15* — туфы и агломераты; *16* — горизонтали рельефа (высота сечения 500 м); *17* — геологический контакт; *18* — погружение контакта; *19* — близгоризонтальный контакт; *20* — близвертикальный контакт; *21* — региональное погружение; *22* — погружение вулканитов; *23* — разрывное нарушение; *24* — линеамент, установленный по аэрофотоснимку.

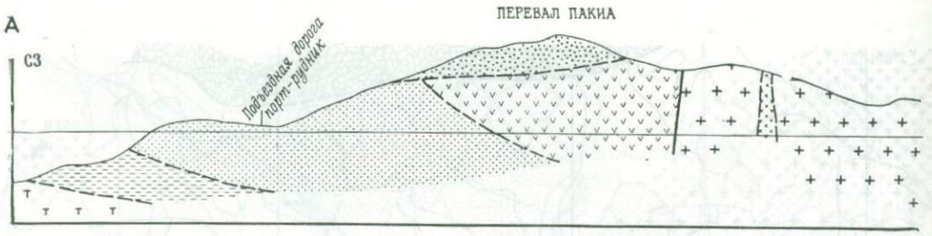


Рис. 2. Геологический разрез района Пангуна.
Условные обозначения см. на рис. 1.

диоритовой и андезитовой галькой в хлоритовой основной массе, совершенно не содержащей сульфидов.

Андезиты Наутанго. Это серые породы с большим количеством лейст роговой обманки в тонкозернистой до стекловатой основной массе, в отдельных местах с пироксеном и акцессорным магнетитом. Они не изменены и не минерализованы и интрудируют андезиты Пангуна и биотитовые диориты. Андезиты Наутанго слагают вытянутый некк в северо-восточной части карьера.

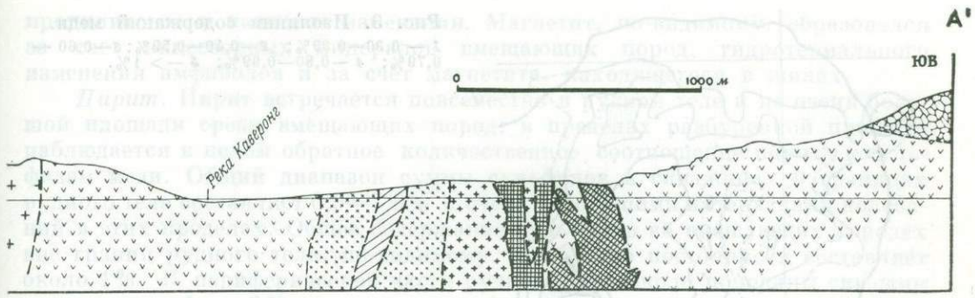
Вулканический пепел. Два типа неконсолидированного вулканического пепла встречаются в чередующихся слоях, залегающих согласно рельефу. Кристаллический пепел большей частью желто-коричневого цвета, сложен в основном эвгедральными кристаллами полевого шпата и роговой обманки с магнетитом и небольшим количеством перемятых пемзовых обломков. Глинистый пепел состоит из эвгедральной роговой обманки, выветрелого полевого шпата и магнетита в коричневой глинистой основной массе. Определения возраста по ^{14}C в двух образцах древесных остатков, залегавших в пепле на различных уровнях, дали результаты 270 и 1700 лет.

Валунная терраса. Обширные площади в Пангуне покрыты крупными валунами агломератовых андезитов, залегающих среди гравия и вулканического пепла. Более древние валунные террасы могут быть изолированы от существующих потоков и покрыты слоем пепла. Вдоль водотоков обычны аллювиальные отложения.

Замечания по номенклатуре. Фонтэн [9] предложил переименовать лейкократовые кварцевые диориты, биотитовые гранодиориты и гранодиориты Биуро Макнамары в порфиры «стадии 1», «стадии 2» и «стадии 3» соответственно в порядке омоложающейся возрастной последовательности. Он исходил из того, что породы в целом близки по структуре и составу и, по его заключению, представляют три различных импульса интрузии. Фонтэн рассматривал их как группу измененных кварцево-плагиоклазовых порфиров. Авторы не придерживаются номенклатуры Фонтэна, которая могла быть опровергнута последующими иными взглядами, что и было сделано. Настоящая точка зрения, основанная на данных картирования карьера, состоит в том, что лейкократовые кварцевые диориты интрудируют биотитовые гранодиориты, но их соотношения не были выяснены геологами компании на доступных обнажениях во время разведочных работ.

Минерализация

Около одной трети всей руды содержится в андезитах Пангуна, а большая часть остальной руды — в интрузивах, ассоциирующихся с наиболее распространенными кварцевыми диоритами Каверонг либо являющихся



их краевыми дифференциатами или фациями, а именно в лейкократовых кварцевых диоритах, биотитовых диоритах и биотитовых гранодиоритах.

Около 80% рудной минерализации различного облика находится в круто падающих жилах и трещинах или в непосредственно примыкающей к ним зоне изменений боковых пород; почти вся остальная часть составляет рассеянную вкрапленность в зонах, более или менее подверженных широко распространенным изменениям. Первичная минерализация представлена господствующим халькопиритом с подчиненным борнитом и ассоциирующимися рудными минералами: золотом и серебром, а также пиритом, магнетитом, гематитом и молибденитом. На взаимные количественные соотношения рудных минералов и содержания металлов влияют состав вмещающих пород, расстояние от интрузивных контактов, количество и тип прожилков, интенсивность и характер изменений. В первом приближении содержание медной руды увеличивается с увеличением количества прожилков, а содержание рассеянно-вкрапленной руды возрастает в отдельных случаях с повышением интенсивности изменений. В интрудированных андезитах Пангуна содержания меди в целом падают более или менее равномерно с увеличением расстояния от интрузивного контакта, однако контрастность этого падения варьирует в зависимости от типа интрузива. В рудной зоне внутри самих интрузивов содержания меди могут варьировать в зависимости от расстояния до контактов или могут оставаться почти неизменно высокими, как это наблюдается в лейкократовых кварцевых диоритах (рис. 3).

Борнит. Борнит наиболее широко развит (как акцессорный относительно халькопирита) в лейкократовых кварцевых диоритах как в виде рассеянной вкрапленности, так и в кварцево-сульфидных жилах в их центральных частях. Минерализация в андезитах Пангуна встречается главным образом в виде жил мощностью от миллиметра («волосяные трещины») до 25 мм и редко до 25 см. Большинство более мощных жил имеет халькопиритовую центральную часть среди жильного наполнения кварца, растущего от стенок и выделившегося из даек лейкократовых кварцевых диоритов. Боковые породы жил обычно биотитизированы. В лейкократовых кварцевых диоритах 20% минерализации составляют халькопирит и борнит, рассеянные в массе породы; остальная часть содержится в сульфидных и кварцево-сульфидных жилах шириной до 100 мм. Биотитовые гранодиориты в большинстве случаев имеют очень низкие содержания борнита в своих центральных частях и низкие в периферических, а основная масса минерализации в них представлена рассеянным халькопиритом.

Халькопирит. Халькопирит является главным рудным минералом в биотитовых диоритах, где он присутствует частично в жилах, а частично в виде рассеянной вкрапленности. В полевошпатовых и кварцево-полевошпатовых порфирах большую часть минерализации составляет рассеянный халькопирит. Биотитовые диориты обычно пронизаны неправильными

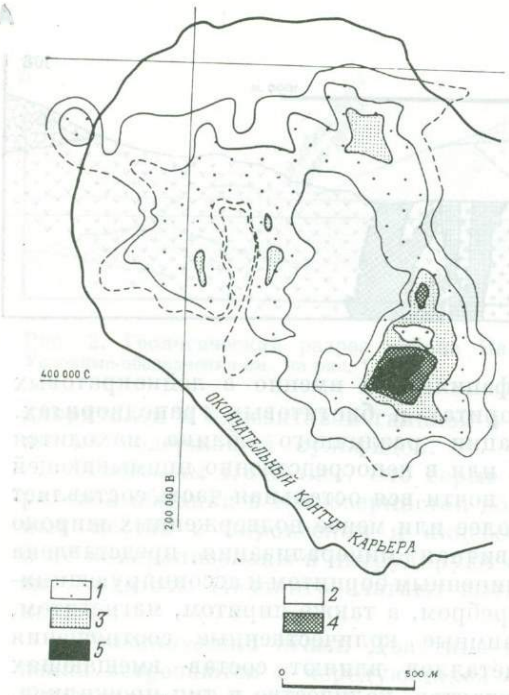


Рис. 3. Изолинии содержаний меди.
1 — 0,30—0,39%; *2*—0,40—0,59%; *3*—0,60 — 0,79%; *4* —0,80—0,99%; *5* —> 1%.

тонкими халькопиритовыми прожилками с розовыми каемками ортоклаза. Биотит может замещаться рассеянным халькопиритом. Кварцевые диориты Каверонг на обширной площади слабо меденосны и обнаруживают рассеянную вкрапленность и прожилки халькопирита и спорадически борнита.

Золото и серебро. Несмотря на свои достаточно заметные средние содержания, золото и серебро в рудном теле непосредственно не наблюдаются. Золото очень редко отмечалось в самородном виде в керне скважин. Оно присутствует более или менее повсеместно в рудном теле, хотя в отдельных его интервалах — лишь в виде «следов». В общем содержания золота изменяются в соответствии с содержаниями меди, однако отношения меди к золоту могут различаться в зависимости от состава вмещающих пород. Очень тонкие, субмикроскопические частицы золота рассеяны в рудном теле, находясь в зернах халькопирита, борнита и пирита либо в отдельных случаях образуя срастания с этими минералами. Серебро не наблюдалось даже микроскопически; еще меньше известно относительно закономерностей его распределения. Содержание серебра изменяется прямо пропорционально (но не совсем однозначно) содержанию золота.

Молибденит. Руда содержит небольшие количества молибденита в жилах, в лейкократовых кварцевых диоритах и вдоль контактов биотитовых диоритов с андезитами Пангуна; содержания молибденита выше среднего наблюдаются в биотитовых гранодиоритах. В настоящее время молибденит не выделяется из медного концентрата, но содержащийся в минерале рений может обусловить его сепарацию в будущем как экономически целесообразную.

Магнетит. Среднее содержание магнетита, включающего различные количества титана, составляет около 3%. Основные его концентрации находятся к востоку и югу от лейкократовых кварцевых диоритов и к востоку от контакта андезитов Пангуна с биотитовыми гранодиоритами. Содержание магнетита, как рассеянно-вкрапленного, так и прожилкового, заметно увеличивается в переходной зоне между породами, претерпевшими

пропилитовое и калиевое изменения. Магнетит, по-видимому, образовался за счет акцессорных минералов вмещающих пород, гидротермального изменения амфиболов и за счет магнетита, находящегося в жилах.

Пирит. Пирит встречается повсеместно в рудном теле и на очень большой площади среди вмещающих пород; в пределах разбуренной площади наблюдается в целом обратное количественное соотношение пирита к сульфидам меди. Общий диапазон суммы сульфидов в скважинах в границах рудного тела составляет 0,5—7,5% с очень небольшими интервалами колебаний в этих пределах. Общее содержание сульфидов во вмещающих породах вне границ рудного тела, по-видимому, достаточно постоянно и составляет около 1%. В периферической части рудного тела около половины скважин содержит от 1 до 2% различных сульфидов, причем изменение этих содержаний постепенное и не выходит за пределы указанного диапазона. В пределах рудного тела суммарное содержание сульфидов менее выдержано. Большинство скважин среди богатых руд содержит 2% и более всех сульфидов. В общем суммарное содержание сульфидов, по-видимому, резко падает от богатых зон к востоку и югу и значительно более плавно к западу и северу. В контурах рудного тела находятся два «минимума», относящиеся к центральной убого минерализованной части биотитовых гранодиоритов и к гранодиоритам Биуро. Рудное тело окружено неотчетливо оконтуренным пиритным ореолом, не выходящим на поверхность в северной части. Его общая ширина около 150 м. Содержания пирита в этом ореоле во внутренней части пропилитовой зоны и во внешней части калиевой зоны составляют от 1 до 3%, а в средней переходной зоне могут изменяться от 5 до 10%. На северо-востоке с ореолом пиритизации совпадают аргиллитовые изменения, там, где они проявлены. К востоку от рудного тела ореол находится внутри пропилитовой зоны, а на юго-востоке он выходит за ее пределы, возможно, благодаря более позднему проявлению минерализации [20].

Галенит и сфалерит. Незначительные количества галенита и сфалерита были обнаружены к юго-западу от рудного тела и в отдельных зонах разломов внутри его.

Изменения

Геологи рудника продолжили и модифицировали изучение гидротермальных изменений пород фактически по всему керну, подземным выработкам и поверхностным обнажениям. В Пангуне реконструкция процессов изменений и их пространственного распределения представляется сложной из-за множественного перекрытия и нарушения типов изменений, их зависимости от состава пород, размеров зерен, трещиноватости, зон контактов и поверхностей раздела пород. Границы зон изменений кое-где асимметричны по отношению к рудной минерализации (рис. 4). Хотя многие из этих признаков не согласуются в деталях с «типом» медно-порфировых месторождений [12], изменения в Пангуне в общих чертах соответствуют таковым на многих медно-порфировых месторождениях.

Номенклатура изменений, принятая здесь, следующая:

1) *пропилитовые*: хлорит, эпидот, карбонат (± альбит);
2) *аргиллитовые*: кварц, каолин, хлорит;
3) *филлитовые*: кварц, серицит, пирит;
4) *калиевые*: кварц, калиевый полевой шпат, биотит (± серицит).

В Пангуне доминируют калиевые и пропилитовые изменения; аргиллитовые распространены широко, но участки, где изменения представлены исключительно аргиллитовой ассоциацией, невелики. Филлитовые изменения в виде отдельных зон, строго говоря, отсутствуют, однако серицитизация плагиоклазов широко распространена в биотитовых гранодиоритах.

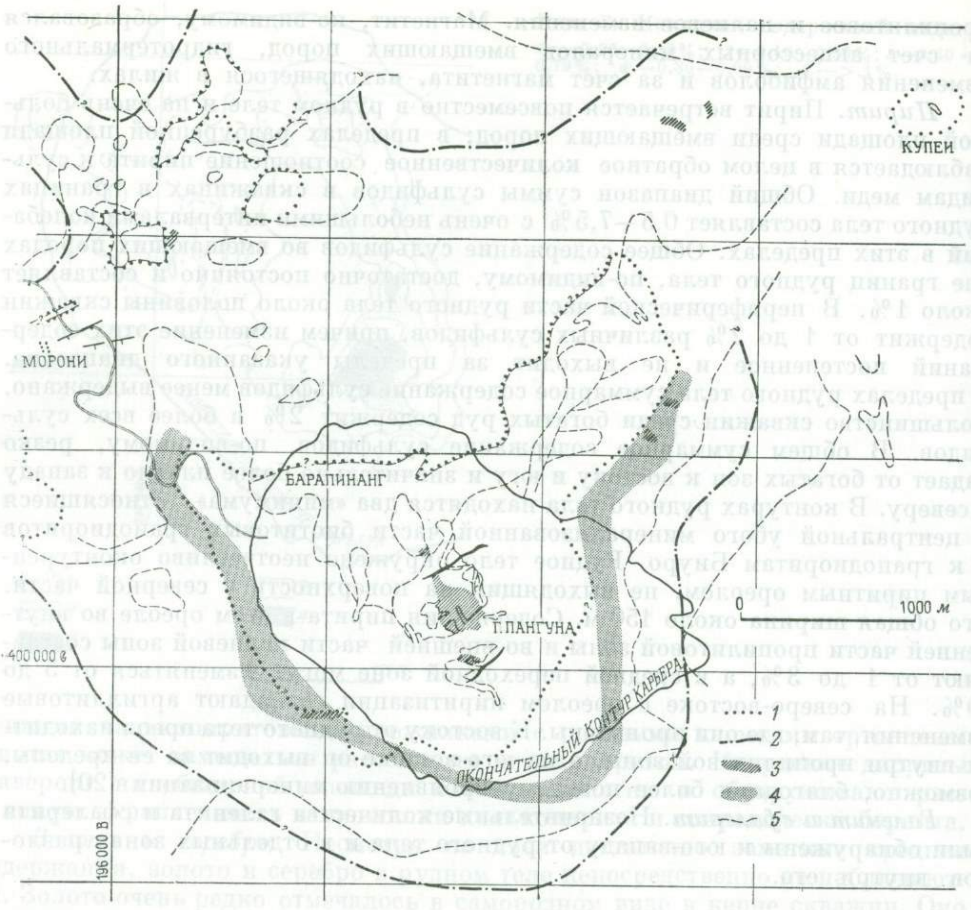


Рис. 4. Зональность изменений.

1 — внешняя граница калиевых изменений; *2* — внешняя граница пропилитовых изменений; *3* — аргиллитовые изменения; *4* — ореол пиритизации, оконтуренный изолинией содержания пирита 5%; *5* — геологический контакт пород, показанных на рис. 1.

Калиевые зоны, занимающие площади с минимальным диаметром около 1700 м, охватывают рудное тело и обычно выходят за его пределы; в интрудированных андезитах Пангуна они характеризуются преобладанием вторичного биотита в виде пленок на поверхностях трещин, зальбандов кварцевых, кварцево-сульфидных и сульфидных жил, а также, возможно, в виде небольшого количества мелкой рассеянной вкрапленности в последних. В интрузивах эти изменения, как правило, представлены замещающим роговую обманку биотитом, встречающимся в виде тонкорассеянных мельчайших частиц в основной массе или образующим краевые части жил, и более широко развитым вторичным калиевым полевым шпатом в виде зальбандов жил и рассеянной вкрапленности. Внешняя зона пропилитовых изменений окружает калиевую зону, имеет ширину от 600 до 1000 м и характеризуется наличием эпидота, пирита, кварца и хлорита как в трещинах, так и в виде вкрапленности. Эти изменения накладываются на кварцевые диориты Каверонг. Скопления эпидота и хлорита (и пирита) известны на западном фланге рудного тела, где они могли замещать полевой шпат, и в дугообразной зоне к востоку от штольни Пангуна. Они не очень широко

развиты, за исключением краевой части кварцевых диоритов Каверонг. По внешним границам рудного тела и вне его андезиты Пангуна интенсивно эпидотизированы с небольшим количеством хлорита, особенно в блоках ксенолитов; здесь эти минералы являются, по-видимому, вторичными либо метаморфическими. Переход от пропилитовых изменений к калиевым обычно сопровождается местным увеличением количества магнетита и хлорита.

В Пангуне распространены, но не достаточно широко аргиллитовые изменения, выраженные каолинизацией плагиоклазового полевого шпата, хлоритизацией мафических минералов и интенсивной пиритизацией; они обычно встречаются в переходных зонах между участками пропилитового и калиевого изменения. Аргиллитизация проявляется в более поздних интрузивах и интенсивно в трещинах как поздняя стадия изменений, непосредственно следующих за калиевыми изменениями. Она ассоциируется с разломами, что выражается в продолжении пропилитового ореола к северу и югу, а также наблюдается в виде осветленных зальбандов жил.

Зона вокруг блока биотитовых гранодиоритов в центре минерализации характеризуется каолинизацией и серицитизацией плагиоклаза прилегающих к жилам боковых пород; местами каолин полностью замещает всю ткань породы. Многими буровыми скважинами установлен в дискретных зонах каолин гидротермального происхождения.

Интерпретация истории развития гидротермальных изменений в Пангуне пока еще не является окончательной. Изменения, по-видимому, начинались с широкой площадной пропилитизации, более интенсивной вокруг рудного тела и ослабевавшей от его границ внутрь. Пропилитизация сменилась достаточно слабыми, но повсеместными калиевыми изменениями с образованием рассеянно-вкрапленной руды и сульфидов с вероятным центром проявления в западной части рудного тела; она характеризовалась появлением биотита с кварцем и сульфидов, а также развитием калиевого полевого шпата. Наилучшим образом эти изменения проявляются в биотитовых диоритах и биотитовых гранодиоритах, но они захватывают также лейкократовые кварцевые диориты, где могут быть контактового происхождения. На них накладываются более интенсивные, контролируемые трещинами калиевые изменения, представляющие собой важную стадию рудной минерализации и проявляющиеся в широком развитии калиевого полевого шпата и биотита в составе кварцевых жил. Сульфиды (включая молибденит, формирующийся, вероятно, последним в этой фазе) контролируются в значительной степени трещинами. Некоторые сульфиды могут быть результатом сульфидизации силикатов железа и биотита, образованного за счет изменения фемических минералов боковых пород. Интенсивные, контролируемые трещинами аргиллитовые изменения, по-видимому, относятся к поздней стадии, наступающей непосредственно после завершения стадии калиевых, контролируемых трещинами изменений, от которых они отделены зонами перехода.

Равномерно проявленные аргиллитовые изменения, по-видимому, являются частично дорудными, а соответствующие им минералы должны были переотлагаться позднее в участках рудного тела и характеризовать затухающие преобразования после завершения калиевых изменений. Поздняя стадия пиритизированных и аргиллитизированных пластов и трещин накладывается на более ранние жилы и измененные породы. Верхние части подповерхностных гипсовых и кальцитовых зон местами грубо параллельны существующей топографической поверхности. Гипсовая зона встречается в северной части рудного тела в виде трещинных заполнений; она распространяется на глубину по крайней мере 250 м, не имея четкой нижней поверхности, и отражает, по-видимому, очень позднюю фазу минерализации. В кальцитовой зоне с глубиной обычно появляется гипс.

В результате систематизации данных о подземных жилах выявляется десять их типов, которые могут быть объединены в четыре основные группы: 1) кварцевые жилы без сульфидов; 2) кварцевые жилы с рассеянной сульфидной вкрапленностью; 3) кварцевые жилы с сульфидной центральной частью; 4) сульфидные жилы (массивные сульфиды с небольшим количеством кварца или без него). Большая часть жил в андезитах Пангуна принадлежит первой и второй группам. Жилы в лейкократовых кварцевых диоритах в основном относятся к третьей группе и лишь частично к первой. Для всех жил характерно расщепление, утонение и местное утолщение; зоны контактов обычно обнаруживают наибольшую концентрацию прожилков, достигающую свыше 10 % объема породы. Ориентировка жил весьма разнообразна, но преобладают крутые падения. Их взаимный относительный возраст все еще во многом не выяснен из-за неоднозначно интерпретируемых соотношений, наблюдавшихся вдали от участков интенсивного жилообразования. Облик некоторых сульфидных и кварцевых жил и морфология биотита в трещинах позволяют считать, что часть минерализованных растворов проходила вдоль приоткрытых трещин [20].

Фонтэн [9] предложил два последовательных ряда гидротермальных изменений в Пангуне: регрессивный ряд, в котором биотитовые изменения сменяются хлорит-эпидотовыми вплоть до неизмененных пород, и прогрессивный ряд, в котором биотитовые изменения постепенно переходят в серицитовые до серицито-глинистых изменений. Его работа основывалась на полевых наблюдениях, проводившихся до 1969 г., и петрографическом изучении образцов керна одного горизонта (ранее горизонт 1900), а также доступных подземных выработок. Несмотря на совпадение отдельных положений данной работы со взглядами Фонтэна, разногласия обусловлены, по крайней мере частично, иной интерпретацией последовательности внедрений интрузивов и степенью надежности применимых в то время результатов изучения прожилков, характера гидротермальных изменений и идентификации пород в Пангуне.

Окисление и вторичное обогащение

Глубина развития окисления связана с современной поверхностью, типом пород и степенью трещиноватости. Обычно первичные сульфиды находят на дне водотоков или на небольшой глубине ниже дна; наибольшая глубина окисления встречается под хребтами, где она может достигать 80 м. Доминирующими минералами являются хризоколла, диоптаз, малахит, куприт, халькотрихит и самородная медь. Содержания меди немного выше, чем в зоне вторичного обогащения. Зона вторичного обогащения, содержащая главным образом халькозин и немного ковеллина, от максимальной мощности 75 м под хребтами сужается до нуля под водотоками. Содержания металлов немного выше, чем в первичных рудах.

Разломы, трещины и решение инженерно-геологических проблем

В районе отмечаются четыре системы круто падающих крупных разломов. Первая система круто падает на запад-северо-запад, вторая — на северо-запад и север, третья — на северо-восток и четвертая падает под углами 50—60° на юго-восток. Эти разломы относятся к региональной структуре острова Бугенвиль [1]. Весьма характерно наличие небольших разломов в рудном теле. Направления трещиноватости и прожилков совпадают с ориентацией разломов, лишь слегка изменяясь возле интрузивов. На рис. 5 показано проявление преимущественно региональных разрывных нарушений в отдельных пунктах.

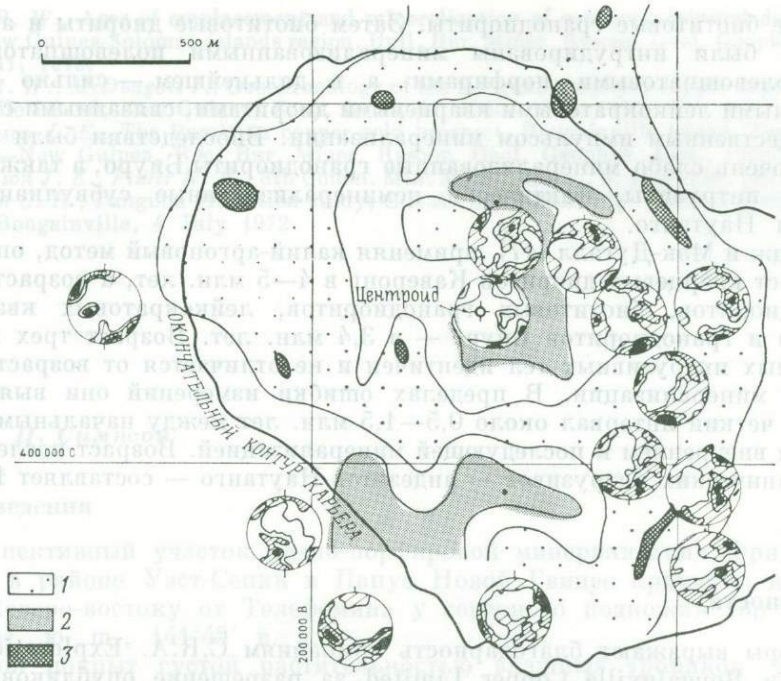


Рис. 5. Интенсивность и ориентировка трещиноватости (круговые диаграммы; равноплощадная стереографическая проекция на нижнюю полусферу).
1 — 15—29 трещин на метр; *2* — 30—59 трещин на метр; *3* — более 60 трещин на метр.

Район локализации рудного тела характеризуется высокой сейсмичностью, очень большим количеством осадков, тропическим выветриванием, трещиноватыми, разбитыми разломами и измененными породами, крутыми склонами и наличием неконсолидированных поверхностных отложений. Решение проблемы стабильности откосов карьера, изучавшейся консультантами, началось с создания математических моделей оползания склонов на однородных массах пород с последующей модификацией этих моделей, учитывающей неоднородность пород в Пангуне; были использованы и другие обычные методы. Сбор разнообразных данных был начат вскоре после установления приблизительных контуров карьера; он включал изучение протяженности и строения разломов, компетентности трещиноватых масс пород, проницаемости боковых пород и степени их возможного осушения, ускорения деформаций, вызванных в бортах карьера сейсмическим толчком, давления воды, стрессовых характеристик пород и вулканической активности. Эти исследования продолжаются, но анализ предварительных данных показал, что крутизна откосов от 35 до 45° в зависимости от высоты уступов карьера будет достаточной для обеспечения устойчивости горных масс и хорошего дренажа.

Последовательность и время внедрения интрузивов и формирования месторождения

Интрузивная деятельность началась с внедрения в андезиты Пангуна слабо минерализованного штока кварцевых диоритов Каверонг с последующим образованием биотитовых диоритов и проявлением первого существенного импульса минерализации. После этого внедрились слабо минерали-

зованные биотитовые гранодиориты. Затем биотитовые диориты и андезиты Пангуна были интрудированы минерализованными полевошпатовыми и кварц-полевошпатовыми порфирами, а в дальнейшем — сильно минерализованными лейкократовыми кварцевыми диоритами, связанными с последним существенным импульсом минерализации. Впоследствии были сформированы очень слабо минерализованные гранодиориты Биуро, а также самые молодые интрузивы, фактически неминерализованные субвулканические андезиты Наутанго.

Пейдж и Мак-Дугалл [17], применяя калий-аргоновый метод, определили возраст кварцевых диоритов Каверонг в 4—5 млн. лет, а возраст биотитовых диоритов, биотитовых гранодиоритов, лейкократовых кварцевых диоритов и гранодиоритов Биуро — в 3,4 млн. лет. Возраст трех минерализованных интрузивных тел идентичен и не отличается от возраста изменений и минерализации. В пределах ошибки измерений они выявили в Пангуне четкий интервал около 0,5—1,5 млн. лет между начальным магматическим внедрением и последующей минерализацией. Возраст послерудных субвулканических интрузивов — андезитов Наутанго — составляет 1,6 млн. лет.

Благодарности

Авторы выражают благодарность компаниям C.R.A. Exploration Pty. Limited и Bougainville Copper Limited за разрешение опубликовать эту статью, основанную на работе многих геологов обеих компаний, из которых в первую очередь заслуживают особого упоминания К. М. Филлипс, П. Макнамара, С. Л. Найт, Дж. Х. Кларк и Р. М. Родес.

Список литературы

1. *Blake D. H., Miezitis Y.*, Geology of Bougainville islands, New Guinea, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., **92**, PNG 1, 56, 1967.
2. *Coleman P. J.*, The Solomon islands as an island arc, Nature Lond., **211**, 1249—1251, 1966.
3. *Denham D.*, Distribution of earthquakes in the New Guinea-Solomon islands region, J. geophys. Res., **74**, 4290—4299, 1969.
4. *Dewey J. F., Bird J. M.*, Mountain belts and the new global tectonics, J. geophys. Res., **75**, 2625—2647, 1970.
5. *Dickinson W. R.*, Plate tectonic models for orogeny at continental margins, Nature Lond., **232**, 41—42, 1971.
6. *Espie F. F.*, The Bougainville copper project, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 238, 1—10, 1971.
7. *Fisher N. H.*, Geological report Kupei gold-field, Bougainville, Terr. N. Guinea Report, 1936.
8. *Fisher N. H.*, Metallogenic provinces and mineral deposits in the south-western Pacific, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., **141**, 123—133, 1973.
9. *Fountain R. J.*, Geological relationships in the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville Island, New Guinea, Econ. Geol., **67**, 1049—1064, 1972.
10. *Fraser R. B., Baumer A.*, Bougainville—Results of geological investigations, Unpublished Report, C.R.A. Exploration Pty. Limited, 1969.
11. *Knight C. L., Fraser R. B., Baumer A.*, Geology of the Bougainville copper orebody, New Guinea, in Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., No. 141, 1973.
12. *Lowell J. D., Guilbert J. M.*, Lateral and vertical alteration—mineralization zoning in porphyry ore deposits, Econ. Geol., **65**, 373—408, 1970.
13. *Macnamara P. M.*, Rock types and mineralization at Panguna porphyry copper prospect, upper Kaverong valley, Bougainville island, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 228, 71—79, 1968.
14. *Mitchell A. H. G., Garson M. S.*, Relationship of porphyry copper and circum-Pacific tin deposits to palaeo-Benioff zones, Inst. Min. Metall., 553,21; 553,43; 553,45; 1973.
15. *McQueen A. F.*, Notes on the geology of the Kaverong valley, Bougainville Island, C.R.A. Exploration Pty. Limited Report NG 21/1, **не опубликовано.**

16. *Page R. W.*, Ages of emplacement and mineralization of economic mineral deposits in the New Guinea-Solomon islands region, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aus., No. 141, 1973.
17. *Page R. W.*, *McDougall I.*, Geochronology of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville Island, New Guinea, Econ. Geol., 67, 1065—1074, 1972.
18. *Thompson J. E.*, The Pumkuna copper-gold prospect, Bougainville island, Territory of Papua—New Guinea, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1962/39, 1962.
19. *Thompson J. E.*, *Fisher N. H.*, 8th Comm. Min. Metall. Cong., 6, 115—148, 1967.
20. *Pointon C. R.*, Panguna alteration study, C.R.A. Eploration Pty. Limited Report N.G. 21/1, Bougainville, 4 July 1972.

Фрида

Р. Холл, П. Симпсон

Общие сведения

Перспективный участок медно-порфировой минерализации Фрида расположен в районе Уэст-Сепик в Папуа Новой Гвинее примерно в 50 км к север-северо-востоку от Телефомина у северного подножия гор Шаттебург (4°41′ ю. ш., 141°45′ в. д.).

Регион покрыт густой растительностью влажных тропиков. Годовое количество осадков составляет приблизительно 8000 мм со слабо обозначающимся сухим сезоном с апреля по сентябрь. Превышения над уровнем моря на рассматриваемой площади варьируют от 370 до 750 м, а крутизна склонов в целом 30° и более.

В 1966 и 1967 гг. Бюро минеральных ресурсов, геологии и геофизики провело региональное картирование северных склонов хребта Сентрал-Рейндж к югу от реки Сепик на площади, ограниченной рекой Фрида на западе и рекой Юат на востоке. В ходе выполнения программы этих работ геологи сделали пересечения отдельных частей перспективного участка Фрида и выявили признаки медно-порфировой минерализации [1]. Компания Carpentaria Exploration Pty. Ltd. обратилась за правами на участок 10 августа 1967 г., а разрешение на проведение разведочных работ № 58 (NG) было выдано 20 марта 1968 г.

Первоначальная программа включала опробование руслового аллювия, опробование почв вдоль главных хребтов и отрогов, а также картирование обнажений коренных пород в бухтах. Затем с целью определения пунктов заложения скважин на аномальных площадях было проведено детальное опробование почвы. В июне 1969 г. было начато алмазное бурение; в соответствии с этой начальной программой, завершенной в июле 1971 г., было пробурено 68 скважин. В марте 1972 г. для более полного выявления площади измененной зоны и периферических участков бурение было возобновлено с использованием легкого портативного вибрационного оборудования.

Медно-порфировый перспективный участок Фрида включает две четко установленные существенно минерализованные зоны, отстоящие на 2 км друг от друга. Северная зона (участок Коки) вытянута на 1,3 км в длину при ширине до 600 м. Южная зона (участок Флимтем) грубо округлых очертаний имеет диаметр около 500 м.

R. J. Hall, District Geologist, Carpentaria Exploration Company Pty. Ltd. (CEC); *P. G. Simpson*, Project Geologist, CEC.

Геология района

Геологическое строение района кратко описано Доу и др. [1]. Это исследование было дополнено и уточнено персоналом компании в результате более детального картирования, суммированного на рис. 1, 2 и 3.

Медная минерализация связана с андезитовыми интрузивами среднетретичного возраста (интрузивный комплекс Фрида). Этот интрузивный комплекс является одним из многих, локализованных в осевой зоне центрального водораздела Папуа Новой Гвинеи. Основные подразделения пород сведены в табл. 1.

Таблица 1

Подразделения пород на перспективной площади Фрида (крупным шрифтом выделены только официально принятые наименования)

Оползневая брекчия ультраосновных пород и осыпь алунитовых андезитов			
НЕСОГЛАСИЕ			
УЧАСТОК ФЛИМТЕМ (рис. 2)			УЧАСТОК КОКИ (рис. 3)
	Андезитовые порфириты	Возрастные соотношения между интрузивами двух районов неизвестны	Подчиненные дайковые породы
			Тонкозернистые роговообманковые андезиты
Интрузивный комплекс Фрида	Трахиандезиты Флимтем		Лейкократовые кварцевые андезиты
	Роговообманковые андезитовые порфириты		Кварцевые андезиты западного Коки
	Роговообманковые кварцевые андезитовые порфириты		Дациты Сторм-Крик
			Кварцевые андезитовые порфириты Коки
			Кварцевые андезитовые порфириты Кумул
ИНТРУЗИВНЫЙ КОНТАКТ			
Слои Уогамуш [3]			
НЕСОГЛАСИЕ			
Ультрабазиты Эйприл, диориты Нена (более молодые неизвестны)			
ИНТРУЗИВНЫЙ КОНТАКТ			
Метаморфическая формация Селюмей [2] } возможно, являются аналогами Метаморфическая формация Амбунти [1] }			

[1] Метаморфическая формация Амбунти рассматривается как досреднеюрская.
[2] Метаморфическая формация Селюмей имеет возраст от верхнемелового до эоценового.
[3] Слои Уогамуш не моложе, чем среднемиоценовые [1].

Метаморфическая формация Амбунти. Породы, которые, вероятно, принадлежат юрской метаморфической толще Амбунти [1] и которые подстилают значительную часть долины Сепик, находятся на перспективной площади Фрида с северной стороны разлома Фрида. Известно очень немногое об этой формации в данном районе, в частности то, что она включает метаморфические сланцы и амфиболиты.

Метаморфическая формация Селюмей. Морские осадочные породы верхнемелового до эоценового возраста, обнажающиеся от Компиама к северу до долины Сепик и к западу до реки Мей, известны как формация Селюмей, а их метаморфические аналогии — как метаморфиты Селюмей.

Самыми древними породами на перспективной площади Фрида к югу от разлома Фрида являются метаморфиты Селюмей, обнажающиеся между реками Эйприл и Мей и включающие аспидные сланцы, филлиты, серицитовые сланцы, мраморы, измененные вулканиты основного и среднего составов, полевошпатовые песчаники и граувакки. Они представляют собой

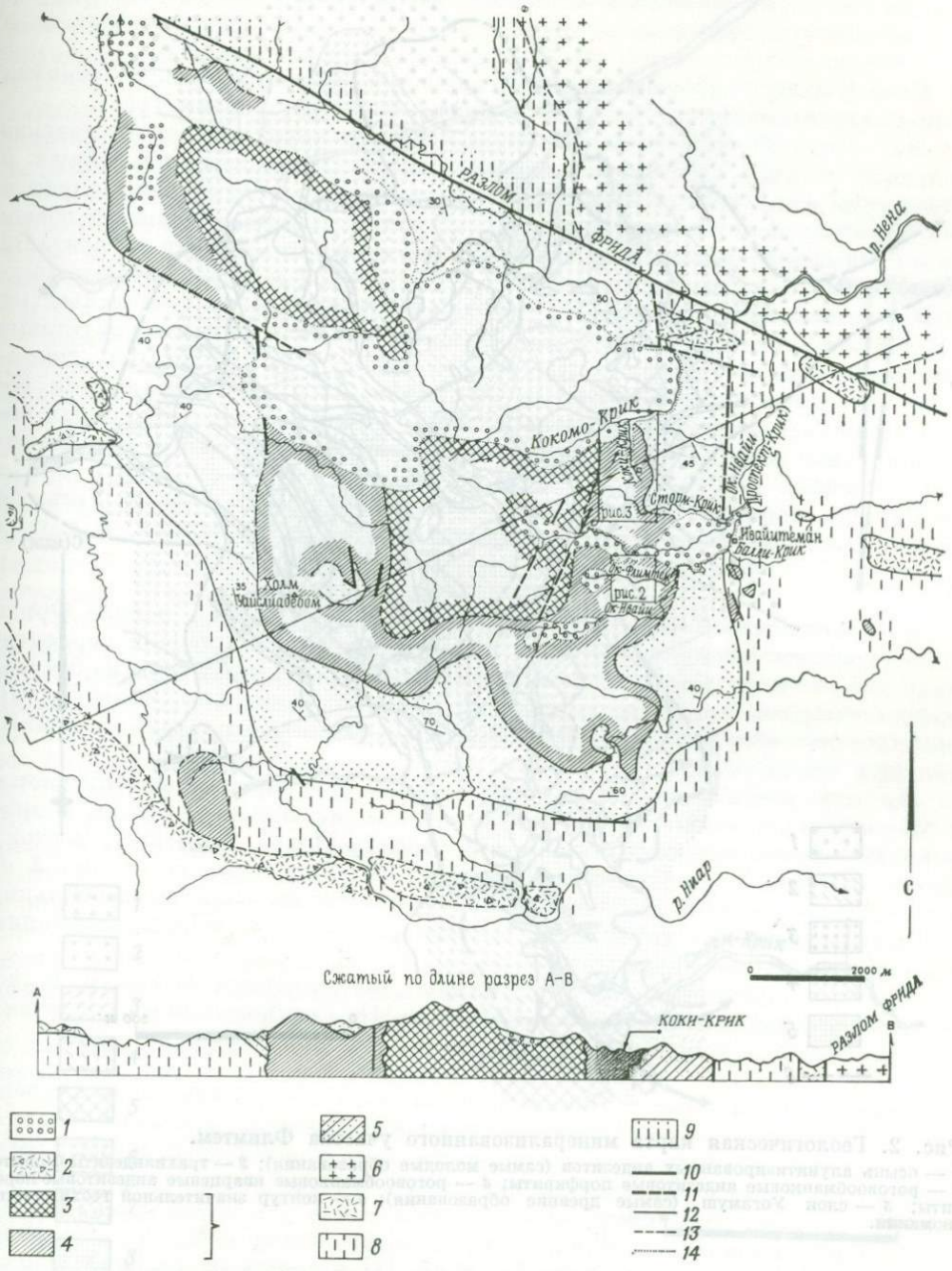


Рис. 1. Геологическая карта медно-порфирового перспективного участка Фрида.

1 — валунная осыпь; *2* — ультрабазитовая коллювиальная брекчия; *интрузивный комплекс Фрида*: *3* — алунитизированные и пиритизированные роговообманковые андезиты, *4* — роговообманковые андезитовые порфириты; *5* — слои Уогамуш (сплошные линии, соответствующие направлению слоистости, показаны лишь на разрезе); *6* — диориты Нена; *7* — ультрабазиты Эйприл; *8* — метаморфическая формация Селюмей; *9* — метаморфическая формация Амбунти; *10* — разлом, установленный; *11* — разлом, предполагаемый; *12* — геологическая граница, установленная; *13* — геологическая граница, предполагаемая; *14* — граница валунной осыпи.

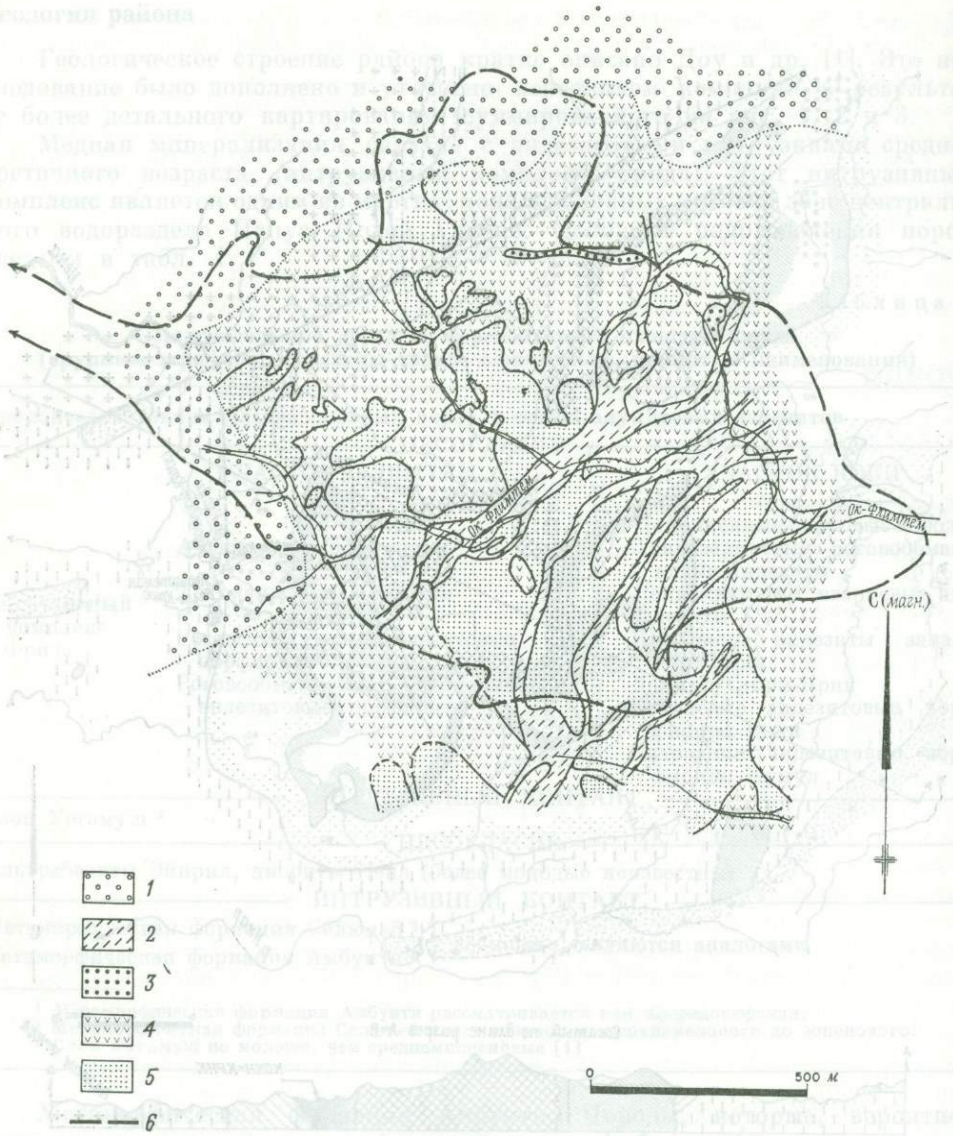


Рис. 2. Геологическая карта минерализованного участка Флимтем.

1 — осыпь алунитизированных андезитов (самые молодые образования); *2* — трахиандезиты Флимтем; *3* — роговообманковые андезитовые порфириты; *4* — роговообманковые кварцевые андезитовые порфириты; *5* — слои Уогамуш (самые древние образования); *6* — контур значительной геохимической аномалии.

серовато-темные, сильно смятые в мелкие складки, рассланцованные и трещиноватые породы, почти неизменно пронизанные многочисленными прожилками кварца. Структура и состав широко варьируют, а большинство образцов обнаруживает признаки умеренного до сильного сжатия, проявившегося, как полагают, в домиоценовое время. Слоистость не наблюдается, а все первичные структуры уничтожены. Направление сланцеватости варьирует, очевидным является лишь запад-северо-западное. Падения обычно крутые на север или на юг. Этот региональный тренд, без сомнения, был

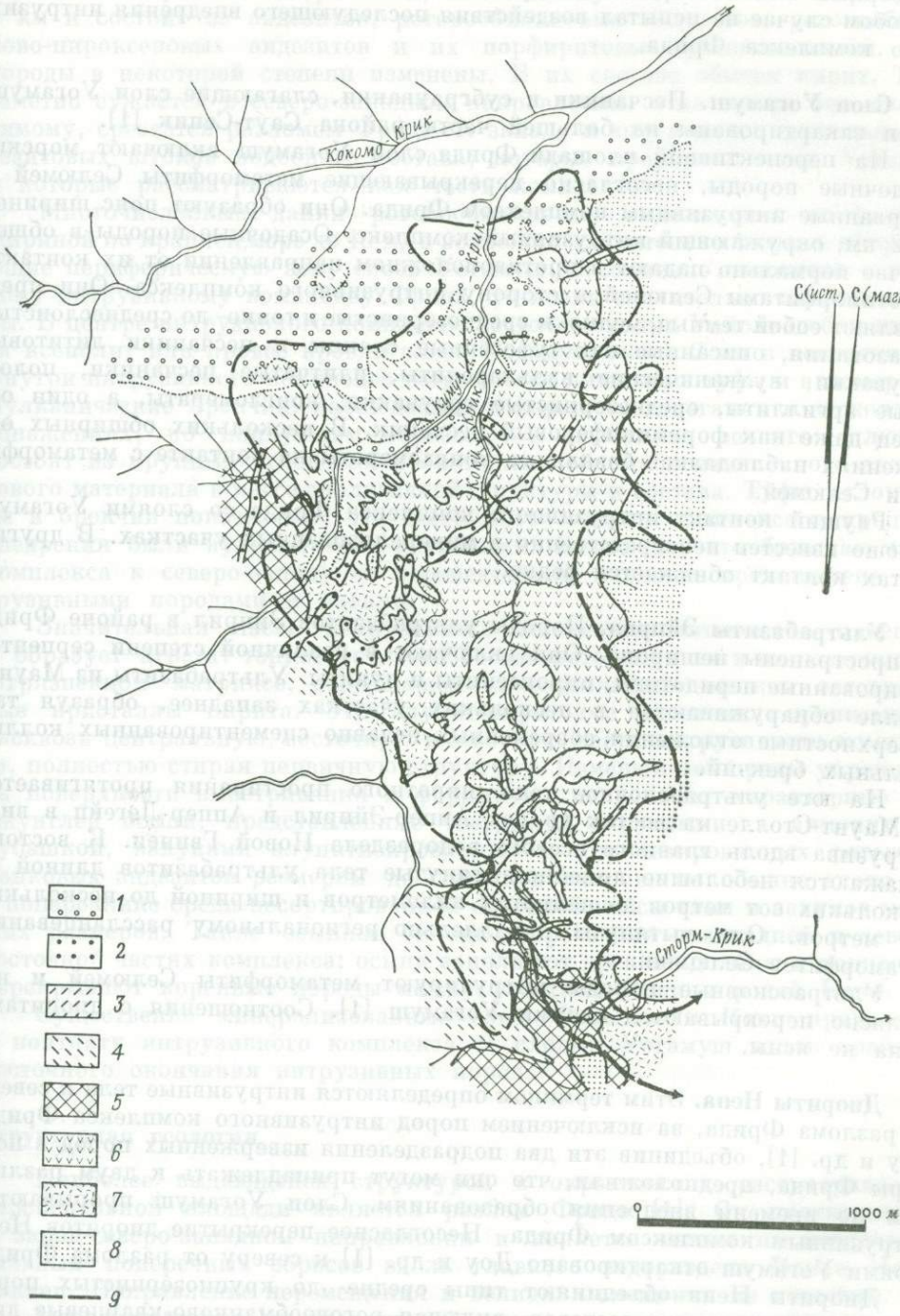


Рис. 3. Геологическая карта минерализованного участка Коки.

1 — осыпь алунитизированных андезитов (самые молодые образования); *2* — тонкозернистые рогово-обманковые андезиты; *3* — лейкократовые кварцевые андезиты; *4* — кварцевые андезиты западного Коки; *5* — дациты Сторм-Крик; *6* — кварцевые андезитовые порфириты Коки; *7* — кварцевые андезитовые порфириты Кумул; *8* — слои Угамуш (самые древние образования); *9* — контур значительной геохимической аномалии.

подвержен влиянию разлома Фрида, находящегося в 3 км к северу, но в любом случае не испытал воздействия последующего внедрения интрузивного комплекса Фрида.

Слои Уогамуш. Песчаники и субграувакки, слагающие слои Уогамуш, были закартированы на большей части района Саут-Сепик [1].

На перспективной площади Фрида слои Уогамуш включают морские осадочные породы, несогласно перекрывающие метаморфиты Селюмей и прорванные интрузивным комплексом Фрида. Они образуют пояс шириной до 2 км, окружающий интрузивный комплекс. Осадочные породы в общем случае нормально падают в противоположном направлении от их контакта с метаморфитами Селюмей в сторону интрузивного комплекса. Они представляют собой темные, мелко- и среднезернистые и тонко- до среднеслоистых образования, описанные как туфогенные сланцы и песчаники, лититовые граувакки, вулканические калькарениты, плитчатые песчаники, полосчатые аргиллиты, среднезернистые граувакки, конгломераты, а один образец даже как фораминиферовый песчаник. В нескольких обширных обнажениях наблюдались базальные конгломераты на контакте с метаморфитами Селюмей.

Рвущий контакт интрузивного комплекса Фрида со слоями Уогамуш хорошо известен непосредственно в минерализованных участках. В других местах контакт обнажается редко.

Ультрабазиты Эйприл. Породы ультрабазитов Эйприл в районе Фрида распространены нешироко. Они включают в различной степени серпентинизированные перидотиты, пироксениты и дуниты. Ультрабазиты из Маунт-Столле обнаруживаются в нескольких участках западнее, образуя там поверхностные отложения современных недавно сцементированных коллювиальных брекчий.

На юге ультраосновное тело широтного простирания протягивается от Маунт-Столле на восток до рек Аппер-Эйприл и Аппер-Легейп в виде интрузива вдоль главного осевого водораздела Новой Гвинеи. К востоку обнажаются небольшие линейно-вытянутые тела ультрабазитов длиной от нескольких сот метров до немногих километров и шириной до нескольких сот метров. Они вытянуты параллельно региональному рассланцеванию метаморфитов Селюмей.

Ультраосновные породы интрудируют метаморфиты Селюмей и несогласно перекрываются слоями Уогамуш [1]. Соотношения с диоритами Нена не ясны.

Диориты Нена. Этим термином определяются интрузивные тела к северу от разлома Фрида, за исключением пород интрузивного комплекса Фрида. Доу и др. [1], объединив эти два подразделения изверженных пород в порфиры Фрида, предположили, что они могут принадлежать к двум различным по времени внедрения образованиям. Слои Уогамуш прорываются интрузивным комплексом Фрида. Несогласное перекрытие диоритов Нена слоями Уогамуш откартировано Доу и др. [1] к северу от разлома Фрида.

Диориты Нена объединяют типы средне- до крупнозернистых пород среднего до основного составов, включая роговообманково-кварцевые диориты, роговообманково-пироксеновые диориты, габбро-диориты, кварцсодержащие габбро и габбро.

Интрузивный комплекс Фрида. Наименование «интрузивный комплекс Фрида» дано интрузивам и связанным с ними экструзивам среднего состава, находящимся на перспективной площади. Главное тело интрузивного ком-

плекса вытянуто на северо-запад, имеет длину около 14 км, ширину до 7 км и состоит из андезитов, роговообманковых андезитов, роговообманково-пироксеновых андезитов и их порфиритовых разновидностей. Все породы в некоторой степени изменены. В их составе обычен пирит. Тело заметно сужается в северо-западном направлении, а на севере оно, по-видимому, срезается разломом Фрида. К западу и югу имеется несколько андезитовых штоков подобного состава, которые прорывают слои Уогамуш и которые рассматриваются как часть комплекса.

Многочисленные дайки роговообманковых андезитовых порфиритов шириной по крайней мере до 10 м, а возможно значительно больше, прорывающие периферическую зону слоев Уогамуш, несомненно относятся к главному интрузивному комплексу Фрида, хотя они значительно менее изменены. В центре интрузивного комплекса восточнее холма Уайслиадебом имеется ксенолит или провес кровли слоев Уогамуш около 2 км в поперечнике. Внутри интрузивного комплекса встречаются лититовые туфы и агломераты. Вулканические брекчии, наблюдаемые в коренном залегании в нескольких обнажениях, но наилучшим образом — в материале речного аллювия, состоят из крупных угловатых и окатанных обломков измененного андезитового материала в массе аналогичной структуры и состава. Туфы, агломераты и брекчии показывают, что части интрузивного комплекса в процессе внедрения были вулканически активными. Возможно, что большая часть комплекса к северо-западу от перспективной площади представлена экструзивными породами и лавами.

Значительная часть интрузивного комплекса интенсивно изменена и образует агрегат тонкозернистого бесцветного алунита в тонкозернистом загрязненном матриксе, содержащем многочисленные мелкие эвгедральные кристаллы пирита. Эти алунит-пиритовые изменения пронизывают насквозь центральную, восточную и северную части интрузивного комплекса, полностью стирая первичную структуру. Измененные породы упрочнены на поверхности выветривания и формируют на склонах характерные для джунглей осыпи, представленные твердыми, округлыми, с лимонитовой рубашкой, валунами алунитизированных и пиритизированных роговообманковых андезитов размером до десятков метров, но обычно около 1 м в поперечнике среди несортированной основной массы глин и валунов меньших размеров. Такие осыпные склоны встречаются в западной и северо-восточной частях комплекса; осыпи заполняют древние долины и полностью перекрывают коренные породы между участком Коки и рекой Нена.

Существенно минерализованные зоны Флимтем и Коки примыкают к контакту интрузивного комплекса со слоями Уогамуш вдоль крайнего восточного окончания интрузивных пород.

Структурная геология

Наиболее выдающейся структурой в окрестностях рассматриваемой перспективной площади является разлом Фрида [1]. Он протягивается в запад-северо-западном направлении и является одним из нескольких главных поперечных сбросов вдоль главного водораздела Папуа Новой Гвинеи. Направление перемещения и величина смещения не известны.

Непосредственно на исследуемой площади из-за отсутствия сплошной обнаженности прослежено небольшое количество разрывных нарушений. Отдельные линеаменты видны на аэрофотоснимках, но трудно устанавливаются и прослеживаются на поверхности земли. Боковое радарное изображение показывает, что интрузивный комплекс Фрида находится в апикальной части системы разломов типа конского хвоста, расширяющейся на запад и, вероятно, косо расположенной к разлому Фрида.

На некоторых участках контакт между периферическим поясом слоев Уогамуш и метаморфитами Селюмей тектонический, на других участках он несогласный. Полагают, что этот контакт может быть значительно более сложным, чем закартированный к настоящему времени.

Участки минерализации

С момента первоначального открытия в 1967 г. на исследуемой площади путем детального геохимического опробования речного аллювия и почв на хребтах и их склонах было выявлено пять геохимических аномалий меди значительных размеров.

Последующее бурение показало, что две из этих аномалий (Пиш-Балли и Лоуэр-Сторм-Крик) обусловлены слабо минерализованными скарновыми зонами возле даек, прорывающих известковые породы метаморфитов Селюмей и слоев Уогамуш. Несмотря на то что в образцах почв были установлены впечатляющие концентрации меди, минерализация в них экономически несущественна.

Из трех других известных аномалий две — Флимтем и Коки — были детально закартированы, разведаны алмазным и мелким бурением и, следовательно, достаточно хорошо изучены. Третья аномалия (Аппер-Ок-Ивайи) была закартирована и разбурена мелкими скважинами; она представляет собой, вероятно, изолированное южное продолжение участка Флимтем.

Участок Флимтем находится в 2 км к югу от участка Коки. Оба участка сложены породами, аналогичными по составу, но различающимися по структуре и залеганию, в связи с чем геология двух участков описывается раздельно. Один тип породы, установленный на участке Флимтем (роговообманковый андезитовый порфирит), был подсечен на глубине двумя буровыми скважинами на участке Коки, два других типа пород, установленные на участке Коки (кварцевый андезитовый порфирит Кумул и дацит Сторм-Крик), были обнаружены в одной буровой скважине на участке Флимтем. Этих подсечений недостаточно, чтобы установить возрастные соотношения между индивидуальными типами руд на двух участках минерализации. Географо-петрографические наименования даны лишь тем породам, которые считаются достаточно хорошо известными.

Участок Флимтем. На рис. 2 показана общая геологическая карта с наложенным контуром значительных концентраций меди в почве. Самыми древними породами являются ороговикованные слои Уогамуш из внутренней части периферического пояса осадочных пород, окружающих интрузивный комплекс Фрида.

Слои Уогамуш. Контактово-метаморфизованные осадочные породы слоев Уогамуш встречаются в виде ороговикованных ксенолитов исключительно неправильной формы, до нескольких сот метров в диаметре среди интрузивных андезитов. Породы представляют собой серые до темно-серых тонкозернистые измененные алевролиты и сланцы. Породы рассечены кварцевыми, пиритовыми, халькопирит-эпидот-хлоритовыми, кальцит-пирит-халькопиритовыми и калиево-полевошпат-кварц-пирит-эпидотовыми жилами и прожилками.

Роговообманковые кварцево-андезитовые порфириты. Самыми ранними и наиболее распространенными интрузивными породами на участке Флимтем являются светло-серые роговообманковые кварцево-андезитовые порфириты. Порода содержит обильные вкрапленники плагиоклаза длиной 2—3 мм, внешне свежие, но в целом слабо серицитизированные. Присутствуют также вкрапленники роговой обманки меньших размеров плюс подчиненный ортоклаз и сильно плеохроирующие лейсты первичного биотита до 1 мм

длиной. В основной массе, сложенной преимущественно сросшимися зернами ангедрального кварца и плагиоклаза размером от 0,02 до 0,05 мм, наблюдается мельчайший вторичный биотит. Как биотит, так и роговая обманка замещаются хлоритом, иногда в срастании с эпидотом и сфеном (?).

Считают, что эта порода является близповерхностным интрузивным образованием среднего состава, подвергшимся некоторым изменениям с образованием эпидота и серицита за счет плагиоклаза и хлорита за счет биотита и роговой обманки.

Роговообманковые андезитовые порфириты. На участке Флимтем роговообманковые андезитовые порфириты прорывают слои Уогамуш и роговообманковые кварцево-андезитовые порфириты. Поверхности обнажения очень незначительны и глубоко выветрелы, так что почти все структуры уничтожены. Полностью биотитизированные в настоящее время реликтовые лейсты роговой обманки до 6 мм длиной составляют 30% породы и заключены в тонкозернистом сероватом матриксе проросших друг друга зерен субгедрального плагиоклаза и ангедрального кварца.

Трахиандезиты Флимтем. Трахиандезиты Флимтем — недавно установленный вид пород, для которых типовым участком является Ок-Флимтем, расположенный в 600 м вверх по течению от места слияния с Ок-Ивайи. Эти породы — самые молодые интрузивные образования на участке Флимтем, встречающиеся в виде вертикальных даек мощностью до 50 м и простирающиеся приблизительно на северо-восток. Породы слабо минерализованы и могут быть послерудными.

Эвгедральные, сильно трещиноватые и измененные, лейстообразные вкрапленники плагиоклаза до 8 мм длиной составляют 25% породы и заключены в среднезернистом сероватом матриксе, состоящем из мелких (менее 0,2 мм длиной) эвгедральных кристаллов плагиоклаза, хлорита и обильного (30%) интерстициального ортоклаза.

Обычны серицитизация и глинистые изменения, особенно проявляющиеся во вкрапленниках плагиоклаза. Как псевдоморфозы по первичным вкрапленникам роговой обманки в матриксе находятся эвгедральные образования хлорита до 2,5 мм в поперечнике. Кальцит тесно связан с хлоритом. Ангидрит составляет до 5% породы, находясь в тесной ассоциации с хлоритом и кальцитом. Апатит является подчиненной составляющей.

Андезитовые порфириты. Четвертая разновидность андезитовых порфиритов была подсечена двумя буровыми скважинами на восточном фланге участка. Она не обнажается на поверхности, и ее положение в интрузивном комплексе неизвестно. Это сильно измененные роговообманковые кварцевые андезиты, содержащие 30% вкрапленников серицитизированного плагиоклаза, 25% биотитовых псевдоморфоз по индивидуумам роговой обманки и 3% округлых включений халькопирита и пирита, находящихся в основной массе, образованной проросшими друг друга зернами плагиоклаза и кварца.

Участок Коки. На рис. 3 показана геологическая карта с наложенным контуром значительных содержаний меди в геохимических пробах почв Коки.

На участке Коки различается несколько типов пород.

Слои Уогамуш. На минерализованном участке Коки порфиритовые породы внедрены по контакту слоев Уогамуш с интрузивным комплексом. Осадочные породы находятся главным образом на восточном и северном флангах участка Коки, но их ксенолиты попадаются среди минерализованных интрузивов.

Кварцево-андезитовые порфириты Кумул. Это самые древние из известных интрузивных образований участка Коки, находящиеся на его южном

и западном флангах в виде нескольких обширных массивов неправильной формы. Самый южный массив имеет силлоподобную форму там, где он прорывает слои Уогамуш. Крупные (до 10 мм) белые эвгедральные и субгедральные вкрапленники плагиоклаза в серой тонкозернистой основной массе составляют 30% породы. Порода, по-видимому, была андезитовым порфиритом, в котором основная масса сильно изменена до появления пятнистых агрегатов взаимно проросших зерен кварца, биотита, глин, серицита, плагиоклаза и хлорита. Вкрапленники плагиоклаза большей частью, а иногда полностью превращены в серицит и глину.

Кварцево-андезитовые порфириты Коки. Это наиболее распространенная интрузивная порода на участке Коки. Известны неправильные массивы, протягивающиеся через участок минерализации на протяжении свыше 4 км в юго-восточном направлении. На восточном фланге участка Коки откартированы меридиональные простирания, западные погружения и интрузивный контакт со слоями Уогамуш. Порода на 30% состоит из белых субгедральных вкрапленников андезина, небольших биотит-эпидот-хлоритовых скоплений, неправильных частичек сульфидов и редких зерен магнетита в серой тонкозернистой основной массе. Основная масса сложена большей частью проросшими зернами мутного плагиоклаза и кварца и агрегатами чешуек биотита, плеохроирующего в коричневых тонах, плюс подчиненными апатитом, эпидотом, цирконом и магнетитом. Вкрапленники плагиоклаза обнаруживают трещиноватость и зональность, часто замутнены благодаря тончайшим включениям и обособлениям продуктов изменений. Другие продукты изменения включают подчиненный эпидот и мельчайший серицит. Биотит-эпидот-хлоритовые скопления представляют, вероятно, вторичные образования по роговой обманке.

Несмотря на то что кварцево-андезитовые порфириты Коки обладают идентичным с кварцево-андезитовыми порфиритами Кумул составом, они отчетливо выделяются своим меньшим и более выдержанным размером вкрапленников плагиоклаза, обычно от 3 до 6 мм. Наличие закаленного контакта показывает, что порода внедрилась в ранее образованные породы.

Дациты Сторм-Крик. Эти породы обнажаются на центральном участке ручья Сторм-Крик, где они прорывают кварцево-андезитовые порфириты Коки, и на западном фланге участка Коки. Вкрапленники субгедрального плагиоклаза составляют 30%, а вкрапленники кварца — 2% породы. Вкрапленники полевого шпата представлены олигоклазом, замутненным вследствие наличия очень мелких включений и частичных замещений серицитом и глиной. Основная масса состоит из мутного гранулярного кварца с размерами зерен 0,1—0,2 мм. Преимущественно вторичный, широко развитый зеленый и коричневый биотит встречается совместно с хлоритом в виде отдельных чешуек, а также округлых агрегатов таких чешуек. Некоторые биотитовые агрегаты псевдоморфно развиваются по роговой обманке и(или) кристаллам пироксена. В основной массе присутствуют также варьирующие количества желтого эпидота, следы ангидрита, кальцит и калиевый полевой шпат.

Кварцевые андезиты западного Коки обнажаются в ручьях Кумул-Крик и Сторм-Крик, где они были подсечены несколькими буровыми скважинами. Они близки к лейкократовым кварцевым андезитам и, по-видимому, тесно связаны с ними, а в полевых условиях отличаются от последних меньшими размерами своих вкрапленников плагиоклаза и большим объемом основной массы. Однако ясной границы между этими двумя породами не установлено, и они могут представлять лишь текстурные разновидности единой интрузивной фазы. Обе породы прорывают кварцево-андезитовые порфириты Коки, а кварцевые андезиты западного Коки интрудируют также дациты Сторм-Крик.

Лейкократовые кварцевые андезиты. Эти породы хорошо обнажены в истоках ручья Коки-Крик и встречены в нескольких, далеко отстоящих

друг от друга буровых скважинах. 35% породы составляют вкрапленники субгедрального до эвгедрального плагиоклаза длиной до 5 мм. Они обнаруживают трещиноватость, зональность, замутнение, обусловленное слабой серицитизацией и глинистыми изменениями, и могут содержать мелкие включения неизмененной зеленой роговой обманки. В них можно визуально наблюдать подчиненные вкрапленники первичного биотита и биотитизированной роговой обманки. Основная масса сложена гранулярным кварцем с мутным плагиоклазом, интерстициальным калиевым полевым шпатом, зернами циркона и апатита.

Тонкозернистые роговообманковые андезиты. Дайки этих пород прорывают лейкократовые кварцевые андезиты, кварцевые андезиты западного Коки и более древние породы в ручьях Коки-Крик и Кумул-Крик. Они хорошо обнажены в маленьком притоке ручья Коки-Крик. Порода более тонкозернистая по сравнению с более древними андезитами участка, содержит 30% белых лейстоподобных вкрапленников плагиоклаза, имеющих длину в среднем 1,5 мм, и 12% вкрапленных листочков биотита и хлорита размером до 1,5 мм, часто псевдоморфно замещающих роговую обманку. Тонкозернистая основная масса сложена преобладающими плагиоклазом и хлопьевидным вторичным биотитом с подчиненными зернами кварца, эпидотом, мельчайшим апатитом, 3% сульфидов и магнетита.

Подчиненные типы пород. Три другие разновидности измененных кварцевых андезитов на участке Коки встречаются в виде мелких даек. Они слишком малы и на рис. 3 не показаны. По составу они аналогичны другим кварцевым андезитам участка Коки, но отличаются от последних и друг от друга структурными особенностями. Все три разновидности являются самыми поздними в интрузивном комплексе.

Минерализация

Убогая медная минерализация была выявлена на большой площади на восточной стороне интрузивного комплекса Фрида, но значительные ее концентрации ограничены участками Флимтем и Коки, где изменения пород и их трещиноватость более интенсивны.

Доминирующим первичным минералом является халькопирит, обычно ассоциирующийся с пиритом и представленный как тонкой рассеянной вкрапленностью, так и прожилками в тонких трещинах. В качестве второстепенных минералов присутствуют также борнит, пирротин, молибденит и сфалерит. В пробах зафиксированы, но не наблюдались визуально небольшие количества золота и серебра.

Минерализация обнаруживает отчетливую приуроченность к зонам калиевого изменения и участкам сильной трещиноватости и развития кварцевых прожилков. Не обнаружено какого-либо конкретного интрузива, который рассматривался бы в качестве прямого источника минерализации, несмотря на то что определенные типы пород отчетливо более минерализованы, чем другие.

В роговообманковых андезитовых порфиритах участка Флимтем и в кварцево-андезитовых порфиритах участка Коки приблизительно половина халькопирита является рассеянно-вкрапленной, а другая — трещинно-прожилковой. Оба этих типа пород вне минерализованных участков содержат небольшое количество меди или вовсе не содержат ее. В других изверженных типах пород в пределах минерализованных зон халькопирит находится преимущественно в трещинах и прожилках.

Слои Уогамуш сильно минерализованы там, где они захвачены или примыкают к минерализованным интрузивным породам.

Как на участке Флимтем, так и на участке Коки имеются слабо различимые поверхностные признаки медной минерализации. Зона окисления, достигающая под хребтами глубины 75 м, содержит небольшие количества малахита, ковеллина, куприта, азурита, самородной меди и неотокита. Халькозин развит слабо и встречается как в виде тонких пленок по халькопириту, так и в виде рассеянных пылевидных зерен в выщелоченной породе.

Исследование отношения пирита к халькопириту подтвердило существование наружной пиритовой оболочки, или ореола.

Изменения

В минерализованных участках зоны изменений, очевидно имеющие концентрическую конфигурацию, выражены слабо. Даже в наиболее сильно измененных зонах отчетливо наблюдаются первичные текстуры и структуры пород.

На обоих участках, Флимтем и Коки, для зон наиболее сильной халькопиритовой минерализации характерны калиевые изменения. Эти изменения выражены почти повсеместным развитием вторичного биотита, псевдоморфно замещающего кристаллы ранее существовавшей роговой обманки. Хлорит обычен в агрегатах с биотитом. Большинство типов пород в своем матриксе обнаруживает обилие тонкозернистого вторичного биотита.

Вторичный калиевый полевой шпат развит спорадически лишь в виде прожилков и трещин в ассоциации с кварцем и сульфидами. Там, где он присутствует, калиевый полевой шпат образует тонкие розовые зальбанды жил и рассеянную вкрапленность в виде зон мощностью до 0,3 м по обе стороны от этих жил. Широко развитый в матриксе трахиандезитов Флимтем калиевый полевой шпат, по-видимому, является первичным. Установлено, что присутствие вторичного кварца в жилах и в основной массе пород и различной степени серицитизация полевого шпата связаны с калиевыми изменениями. Ореолы серицитизации вокруг минерализованных жил пересекают породы с калиевыми изменениями; это указывает на то, что серицитизация имела место после калиевых изменений.

Как на участке Коки, так и на участке Флимтем вокруг зоны калиевых изменений была установлена зона кварцевых, серицитовых и хлоритовых изменений с обильным пиритом и подчиненным халькопиритом, но она не была детально откартирована.

В периферических частях обоих минерализованных участков находится внешняя зона пропилитовых изменений, намечаемая по ассоциации хлорита, эпидота, серицита, кальцита и ангидрита.

Благодарности

Эта статья представляет собой обобщение полевых исследований многих геологов, работавших на площади медно-порфирового поискового участка Фрида и в его окрестностях. Автор выражает искреннюю благодарность коллегам за их вклад в работу, особенно Дж. С. Хартли, Дж. Р. Лорду и Б. Дж. Коттону. Петрографическая информация тщательно собрана в процессе работ д-ра Н. Дж. Кроксфорда и его коллег. Статья опубликована с разрешения компании Carpentaria Exploration Pty. Ltd.

Список литературы

1. *Dow D. B., Smit J. A. J., Bain J. H. C., Ryburn J. R.*, The geology of the South Sepik region, New Guinea, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1968/80, 1968.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОЛОВА

Кливленд

Д. Рансом, Ф. Хант

Общие сведения

Касситерит-сульфидное месторождение Кливленд расположено вблизи Луины, в 14 км к юго-западу от Ураты, в западной Тасмании (координаты 41°28′ ю. ш., 145°24′ в.д.). Обнаруженное в 1908 г., оно первоначально, с 1908 по 1917 г., разрабатывалось на олово небольшими открытыми выработками компанией Cleveland Tin Mining N. L. [12]. Хотя на этом участке с 1935 по 1939 г. компанией Mt. Bischoff Tin Mining был осуществлен небольшой объем подземных работ [8, 1], особого интереса это месторождение не вызывало до тех пор, пока Геологическая служба Тасмании и Бюро минеральных ресурсов не провели геофизическую разведку [10], выявившую ряд крупных электрических и магнитных аномалий. В 1961 г. компания Aberfoyle Tin Development Partnership начала разведку, и к 1965 г. потенциальные запасы руды были оценены в 2,90 млн. т при содержании олова 1,02% и меди 0,43%.

Значительных изменений в геологической интерпретации рудного тела, предложенной в 1965 г., не произошло. Однако с тех пор было накоплено

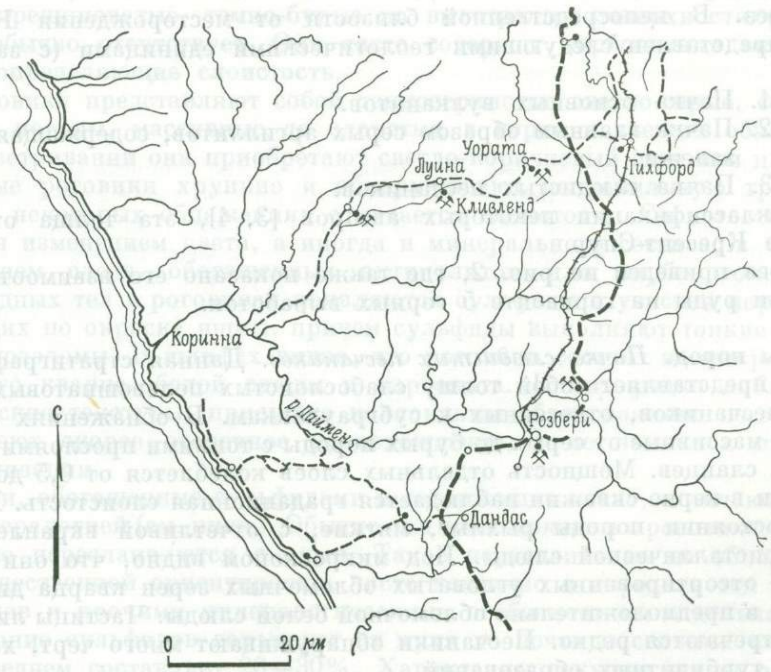


Рис. 1. Карта района месторождения Кливленд.

D. M. Ransom, Exploration Geologist, Cominco Exploration Pty. Ltd. (CEPL); *F. L. Hunt*, Manager, CEPL.

большое количество новых данных, и в 1972 г. авторы полностью пересмотрели геологию месторождения. В данной статье излагаются современные представления о геологии месторождения Кливленд.

Из прежних работ читателю рекомендуется обратиться к работе [3].

Региональная геология

Месторождение Кливленд залегает в породах верхнего докембрия или нижнего кембрия, не содержащих ископаемых остатков и представленных в основном вулканитами, песчаниками и аргиллитами различных типов. Осадочные породы прорваны девонскими гранитами Мередит, которые рассматриваются в качестве источника минерализации. После 1923 г. [12] каких-либо региональных геологических карт района, расположенного между Уоратой и Луиной, опубликовано не было, и по традиции все предыдущие исследователи рассматривали данные породы как эквивалент «серии», или группы, Дандас. Проведенное в последние годы картирование близ Луины показало полное отсутствие сходства описываемых пород с породами группы Дандас (существенно конгломератовыми по характеру); по своим литологическим особенностям они не могут коррелироваться ни с какими другими минерализованными разрезами кембрия западной Тасмании. В данной работе эти породы отнесены к верхнему докембрию — нижнему кембрию на основании их литологического несходства как с более древними, так и с более молодыми породами района.

Геология района месторождения

Разрез. В непосредственной близости от месторождения Кливленд разрез представлен следующими геологическими единицами (с запада на восток):

1. Пачка основных вулканитов.
2. Пачка главным образом серых аргиллитов, содержащая рудные залежи.
3. Пачка слюдистых песчаников.

По классификации некоторых авторов [3, 4], эта толща относится к группе Кресент-Спур.

Разрез приведен на рис. 2, где также показано его взаимоотношение с линзами руды на горизонте 5 горных выработок.

Типы пород. *Пачка слюдистых песчаников.* Данная стратиграфическая единица представляет собой толщу слабослоистых полевошпатовых и слюдистых песчаников, отнесенных к субграувакка̀м. В обнажениях это, как правило, массивные от серых до бурых породы с тонкими прослоями светлых до серых сланцев. Мощность отдельных слоев колеблется от 0,5 до 10,0 м; участками в керне скважин наблюдается градационная слоистость. В выветрелом состоянии породы рыхлые, мягкие, с отчетливой вкрапленностью крупнокристаллической слюды. Под микроскопом видно, что они состоят из плохо отсортированных угловатых обломочных зерен кварца диаметром до 2,5 мм и предположительно обломочной белой слюды. Частицы лититовых пород встречаются редко. Песчаники обнаруживают много черт, характерных для турбидитных образований.

Пачка, содержащая рудные залежи. Слюдистые песчаники перекрываются пачкой, содержащей рудные залежи; согласно Коксу [3], это формация Холл. Она состоит из аргиллитов, роговиков, слоев, обогащенных сульфидами, и песчаников. Как правило, аргиллиты тонкозернисты, слабо расслоены,

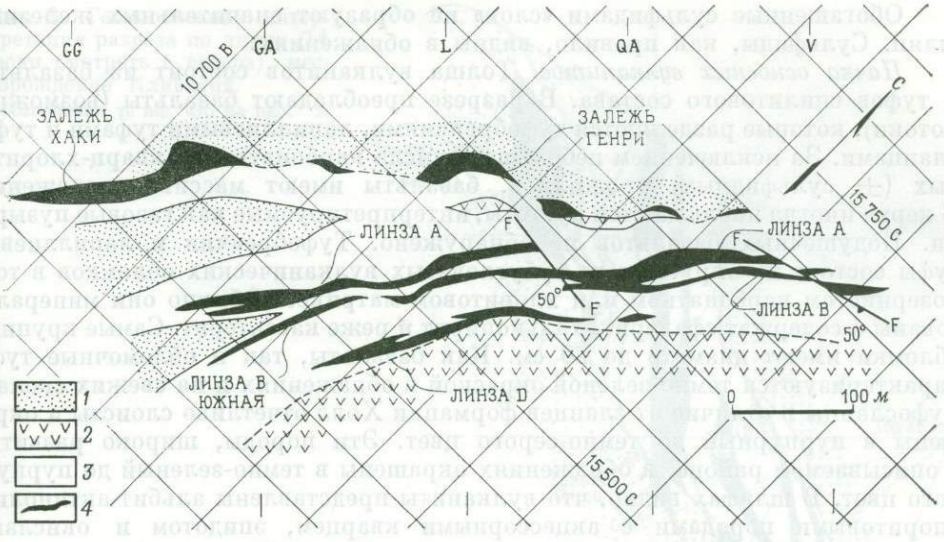


Рис. 2. Геологическая интерпретация горизонта 5 на месторождении Кливленд.
1 — слюдистые песчаники; *2* — основные вулканиты; *3* — серые аргиллиты; *4* — залежи. Буквами GG, GA, L, QA и V показаны линии разрезов.

имеют темно-серый, серый или пурпурный цвет. Как в керне скважин, так и в обнажениях породы характеризуются преимущественно массивным сложением с редкими осадочными текстурами. На выходах породы рыхлые, сильно трещиноватые, темно-бурые на выветрелых поверхностях; кливаж в них обычно отсутствует. Они часто содержат карбонатные включения, иногда определяющие слоистость.

Роговики представляют собой тонкозернистые светло-серые, серые или розовые породы, массивные до слоистых в керне и свежих обнажениях. При выветривании они приобретают светло-коричневый цвет или цвет хаки. Типичные роговики хрупкие и обнаруживают неправильную трещиноватость, в некоторых обнажениях отмечается слоистость. Слоистость подчеркивается изменением цвета, а иногда и минерального состава, в частности появлением слоев, обогащенных актинолитом или карбонатом. Вблизи оловорудных тел в роговиках появляются сульфиды и участки пород, напоминающих по окраске яшмы, причем сульфиды выполняют тонкие трещины и микроразломы. В шлифах видно, что роговики состоят из микрокристаллического кварца, белой слюды и карбоната. В них редко наблюдаются сферические текстуры, присущие коллоидным образованиям; по-видимому, они имеют скорее осадочное происхождение, а не являются продуктом минерализации.

Слои, обогащенные сульфидами и содержащие олово, отличаются сложной минералогией (см. ниже). Обычно они тесно связаны с роговиками и иногда тонко переслаив ются с ними. Такое переслаивание не обнаруживает преимущественной ориентировки, часто хаотично и определяется наличием сульфидов и прочими минералогическими особенностями отдельных слоев. Содержание сульфидов варьирует от нуля до почти массивных скоплений, но в среднем составляет 20—30%. Характерны секущие жилы различных фаз. На контактах распространены зоны, обогащенные турмалином и секущие слоистость роговиков. Микротекстура обогащенных сульфидами «слоев» изучена еще недостаточно полно, и для ее расшифровки необходимо проведение систематических петрографических исследований.

Обогащенные сульфидами «слои» не образуют значительных железных шляп. Сульфиды, как правило, видны в обнажениях.

Пачка основных вулканитов. Толща вулканитов состоит из базальтов и туфов спилитового состава. В разрезе преобладают базальты (возможно, потоки), которые разделяются туфобрекчиями, лапиллиевыми туфами и туфосланцами. За исключением небольшого числа карбонатных и кварц-хлоритовых (± сульфидных) прожилков, базальты имеют массивное сложение. В керне иногда наблюдаются пустоты, интерпретируемые как газовые пузырьки. Подушечных базальтов не обнаружено. Туфобрекчии и лапиллиевые туфы состоят из округлых до субугловатых вулканических обломков в тонкозернистом карбонатном или хлоритовом матриксе. Обычно они минерализованы и содержат сфалерит, халькопирит и реже касситерит. Самые крупные обломки имеют диаметр до 20 см. Как базальты, так и обломочные туфы характеризуются темно-зеленой окраской в обнажениях и на свежих сколах. Туфосланцы в отличие от сланцев формации Холл отчетливо слоисты и окрашены в пурпурный до темно-серого цвет. Эти породы, широко развитые в описываемом районе, в обнажениях окрашены в темно-зеленый до пурпурного цвет. В шлифах видно, что вулканиты представлены альбит-актинолит-хлоритовыми породами с акцессорными кварцем, эпидотом и окислами железа. Пурпурная окраска некоторых сланцев обусловлена присутствием гематита. Обычным акцессорием является пирит. По мнению Кокса [3], распространение более крупнозернистых пирокластов ограничено непосредственной близостью к месторождению, что связано с возможностью существования вулканического жерла. В пределах площади распространения основных вулканитов в подчиненном количестве встречаются розовые до серо-зеленых роговики.

Ультраосновные породы. Эти породы в районе Кливленда представлены темно-зелеными серпентинитами, образовавшимися по перидотитам и гарцбургитам, и измененными габбро. В обнажениях представлены темно-зеленые свежие разности, переходящие в мягкие зеленовато-буроватые выветрелые породы. Глубина выветривания переменная.

Метаморфизм и вторичные изменения. Наличие в основных вулканитах ассоциации альбит — актинолит — хлорит — окислы говорит о низкой ступени метаморфизма в районе, примыкающем к месторождению, возможно ниже зеленосланцевой. Вторичные изменения в вулканитах интерпретируются как результат низкотемпературного регионального метаморфизма, не связанного с минерализацией. Однако, по мнению Кокса [3], существует зона вторичного изменения, связанная с минерализацией и имеющая форму овала с осями 1000 и 200 м. Она вытянута по простиранию, и в центре ее расположено месторождение. Наличие зоны подтверждается характером серицитизации полевых шпатов. Однако доказано, что серицитизация проявляется значительно шире, чем ее раньше оценивал Кокс. Мы считаем, что серицитизация связана с метаморфизмом.

Структура. *Региональная структура.* По мнению предыдущих исследователей [3, 4], региональная структура характеризуется сжатыми складками, опрокинутыми на юго-запад. Они имеют преимущественно северо-восточное простирание. Изучение пород в районе месторождения и в его окрестностях не выявило значительного кливажа сланцеватости, линейности или деформации. Небольшие складки исключительно редки. Региональная структура, согласно последним представлениям, довольно проста, погружается на северо-запад и осложнена лишь разломами. Кливаж, который раньше рассматривался как кливаж осевой плоскости [6, 3, 4], почти навер-

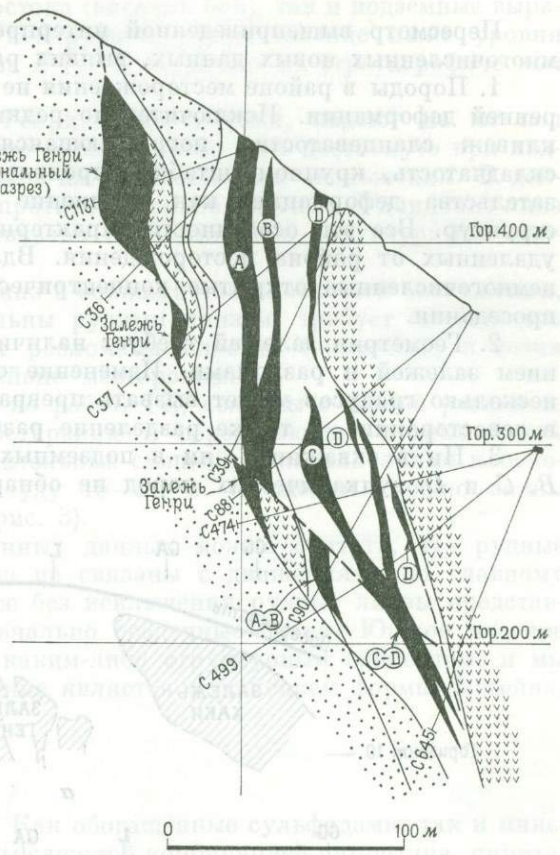


Рис. 3. Геологическая интерпретация разреза по линии *QA* (если смотреть с севера), месторождение Кливленд.

Обозначения те же, что на рис. 2.

няка представляет собой сланцеватость напластования; он определяет деформацию, связанную с движениями по разломам.

Постоянное присутствие в обнажениях небольших разломов и плоскостей скольжения свидетельствует о широком развитии тектонических нарушений; однако смещения по разломам, как правило, имеют небольшую амплитуду (максимум 10—20 м). На расстоянии 1500 м к северу и югу от месторождения отчетливо выявляется достаточно простая структура погружения.

Структура района месторождения. Структура месторождения трактовалась [6] как круто падающее перевернутое восточное крыло синклинали. Глассон и Хопвуд [6] описали также серию наложенных поликлинальных складок, характеризующихся различными углами погружения и косвенно ассоциирующихся с широко распространенными второстепенными разломами. Разломы приурочены к плоскостям слоистости или расположены под небольшими углами к ним; направление движения по разломам было предопределено неглубоким скольжением с погружением к югу. Подобная интерпретация была принята рядом авторов [3, 4], которые подчеркивали важность разломов и выделили третью группу складок — серию складок сжатия с круто погружающимися осями. Кокс и Глассон [4] пришли к выводу, что разрывы представляют собой надвиги, которые связаны с региональными складками сжатия; линзы *A*, *B*, *C* и *D* залежи Холл рассматривались ими как отторгнутые и смещенные сегменты единой залежи. С этой точки зрения интерпретировались и данные по скважинам; в результате была дополнительно выделена линза *E* [4].

Пересмотр вышеприведенной интерпретации, сделанный на основании многочисленных новых данных, выявил ряд несоответствий.

1. Породы в районе месторождения не несут значительных следов внутренней деформации. Исключительно редки или же отсутствуют полностью кливаж сланцеватости, погружающаяся линейность, мелкомасштабная складчатость, крупномасштабное проявление брекчирования, такие доказательства деформации, как удлинение лапиллей, смещение осадочных структур. Все эти особенности характерны также и для пород участков, удаленных от района месторождения. Вдали от залежей обычно развиты немногочисленные открытые концентрические складки или же структуры проседания.

2. Геометрия залежей требует наличия тесной связи между образованием залежей и разломами. Изменение ориентировки разломов всего на несколько градусов может вызвать превращение правосторонних смещений в левосторонние, а также разделение разбитых разломами пластин.

3. Ни в скважинах, ни в подземных выработках между линзами *A*, *B*, *C* и *D* вулканических пород не обнаружено.

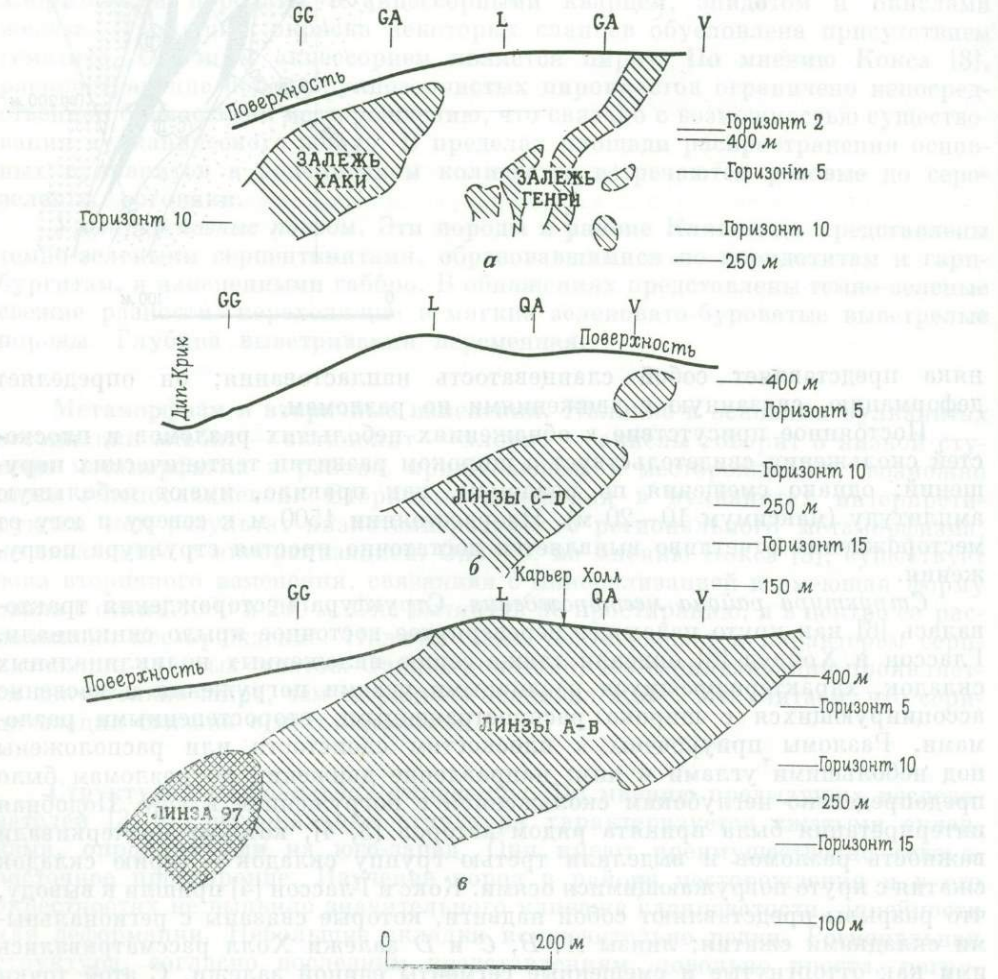


Рис. 4. Меридиональные разрезы, на которых показаны залежи Генри и Хаки (*а*), линзы *C* — *D* (*б*) и линзы *A* — *B* и 97 (*в*).

4. Как глубокое бурение с востока (висячий бок), так и подземные выработки вплоть до горизонта 12 обнаружили существование ниже уровня 300 м только четырех линз. Линза *E* [3, 4] встречена на стратиграфическом уровне линзы *D*.

5. Рудные линзы, включая Генри, Лакк и Хаки, падают на юг под углом 40° (рис. 4). Такое залегание едва ли могло быть достигнуто при надвиге, параллельном погружающимся на юг плоскостям скольжения. В действительности наблюдалось бы противоположное падение. Удлинение линз по падению, по-видимому, не связано с какими-либо структурными особенностями.

6. Южное падение рудных линз и большинства плоскостей скольжения, которые, по существу, параллельны рудным линзам, требует значительно больших смещений отчлененных разломами пластин (возможно, в сотни метров), чем наблюдаемые в районе месторождения.

7. Изгибы рудного тела (B_3 по работе [4]) связаны с серией разломов, протягивающихся почти по простиранию и пересекающих рудные линзы под небольшими углами. Действительные смещения, параллельные плоскостям скольжения, имеют амплитуду 15—20 м. Смещения хорошо видны как в плане, так и на разрезе (рис. 3).

На основании вышеприведенных данных можно считать, что рудные залежи месторождения Кливленд не связаны с движениями по главному разлому. Предполагается, что все без исключения рудные линзы представляют собой дискретные, первоначально осадочные пачки. Южное падение рудных линз трудно связать с каким-либо структурным элементом, и мы склонны считать, что такое падение является отражением формы бассейна, в котором отлагались руды.

Минерализация и руды

Минералогия и зональность. Как обогащенные сульфидами, так и минерализованные линзы представлены сложной комбинацией пирротина, пирита, марказита, касситерита, кварца, карбоната, флюорита, актинолита, хлорита и турмалина. Акцессорные сульфиды представлены арсенопиритом, сфалеритом, гематитом, станнином и тетраэдритом. Сульфиды, как правило, составляют по объему от 20 до 30% минерализованной породы, а размеры их зерен колеблются от 0,5 до 3 мм. Наиболее распространенным сульфидом является пирротин. Касситерит встречается в виде идиоморфных до гипидиоморфных зерен диаметром от 0,1 до 1 мм. Наиболее распространенными жильными минералами являются кварц и карбонат; они обычно составляют 30—40% породы. Минералогия весьма изменчива.

Зональность, обусловленная различиями в составе сульфидов и жильных минералов, описана в работах Кокса и Джессупа [2, 9]. В соответствии со схемой, принятой в этих работах, выделяются три концентрические минеральные зоны, окружающие нижнюю зону олова, залегающую ниже горизонта 9 (рис. 5). Минеральный состав зон был определен по образцам, но никаких систематических петрографических работ для проверки и уточнения этой схемы до настоящего времени предпринято не было. В табл. 1 приведена характеристика минеральных зон [9].

По утверждению Джессупа [9], в настоящее время с надежностью выявляются лишь нижняя зона олова (зона 1) и сфалеритовая зона (зона 4).

Схема зональности пересматривается, и намечается тенденция классифицировать минеральные зоны в соответствии с типом руд (Палмер, личное сообщение, 1973). Недавно проведенное бурение и изучение пород в горных выработках выявили ряд новых минеральных парагенезисов и ассоциаций.

Таблица 1

Минеральные зоны [9]

Минерал	Зона I	Зона II	Зона III	Зона IV
Пирит	в		сл	сл
Флюорит	о		—	—
Турмалин		о	сл	—
Кварц	о		в	в
Карбонат				
Пирротин		сл	о	о
Касситерит	сл	о		
Халькопирит	в	в		в
Станнин	сл			
Арсенопирит	—	—	сл	сл
Хлорит	—	—	о	о
Сфалерит	—	—	сл	

в — второстепенный; о — обычный; сл — следы.



Рис. 5. Меридиональный разрез, демонстрирующий минеральную зональность месторождения Кливленд (с изменениями по Джессупу [9]).

Контроль оруденения. В толще сланцев и роговиков формации Холл содержатся две минерализованные пачки. К нижней пачке, отделенной от верхней отчетливым прослоем слюдистых песчаников, приурочены залежи Генри, Лакк и Хаки. Верхняя пачка включает залежь Холл, состоящую из линз (с запада на восток) *A*, *B*, *C* и *D*. В обеих пачках каждая залежь приурочена к определенному стратиграфическому интервалу и залегает согласно с окружающими сланцами. Меридиональные разрезы через залежи *A* — *B*, *C* — *D* и Хаки — Генри приведены на рис. 4. Однако залежи Хаки — Генри заметно отличаются по форме и очертаниям от залежи Холл. Они имеют четкую линзообразную форму, ограниченную по простиранию, и параллельны слоистости, падающей на юго-запад под углом 40° (рис. 4). В противоположность им линзы *A*, *B*, *C* и *D* вытянуты по простиранию гораздо сильнее, но также падают на юг. На разрезе видно, что линза *A* имеет среднюю мощность 10 м, протягивается на 400 м по простиранию и достигает более 600 м в длину параллельно падению пород на юго-запад под углом 30° (рис. 4).

Как было отмечено выше, авторы рассматривают линзы *A*, *B*, *C* и *D* как дискретные самостоятельные тела, перекрывающие друг друга в стратиграфическом разрезе. Вследствие этого контроль минерализации, по существу, представляет собой контроль стратиграфический.

Возможно, приблизительная параллельность удлинения всех рудных линз связана с направлением транспортировки осадков или каким-либо иным стратиграфическим фактором.

Сейчас уже очевидно, что к югу от месторождения в результате увеличения мощности прослоев осадочных пород между рудными линзами последние все более и более отдаляются одна от другой. Это было зафиксировано между линзами *A* и *B* на горизонтах 8 и 9. Интересен также тот факт, что осадочные породы между рудными линзами представлены в основном песчаниками. Как показало картирование и бурение, мощность толщи роговиков и аргиллитов непосредственно севернее рудника уменьшается. Увеличение мощности разреза и увеличение объема песчаников к югу интерпретируются как фациальная изменчивость, которая, возможно, в непосредственной близости от месторождения определяет контуры рудных участков, а также, очевидно, и минерализации.

Контроль минерализации, по-видимому, исключительно стратиграфический. Минерализация ограничена конкретными слоями в толще сланцев и роговиков. В пределах минерализованных участков наблюдается зональное распределение руд. В настоящее время трудно установить, является ли минеральная зональность отражением температурных условий или результатом влияния стратиграфических факторов.

Итак, подводя итог вышесказанному, можно сказать, что *стратиграфический* контроль проявляется в приуроченности минерализованных слоев к сланцево-роговиковой толще, а форма и характер распространения слоев, по-видимому, зависят от фациального разреза, а *минералогический* контроль выражается в том, что руды проявляют зональность в пределах минерализованных слоев.

Происхождение

Согласно Коксу и Глассону [4], месторождение Кливленд образовалось в результате метасоматического изменения тонкослоистых известковых сланцев и рассланцованных известняков под влиянием минерализованных растворов, связанных с поздними магматическими фазами девонской таббе-рабберской орогении. Косвенные данные указывают на связь минерализации олова с девонскими гранитами. Оловянная минерализация на месторождении Маунт-Бишофф [7] непосредственно связана с дайками девонских порфиров [11]. Для месторождения Кливленд таких прямых доказательств не существует, однако авторы полагают, что можно согласиться с выводами Кокса и Глассона [4]. На настоящей стадии исследования отсутствуют как прямые, так и косвенные указания на связь сульфидных и жильных минералов с гранитами Мередит.

По мнению Кокса и Глассона [4], очень важную роль в локализации руд играла структура вмещающих пород, причем деформация предшествовала минерализации. Однако авторы считают, что общий контроль оруденения был почти исключительно стратиграфическим. Что касается соотношения времени минерализации и деформации, то в этой связи следует отметить наличие у пирротина в пределах рудных тел строгой преимущественной ориентировки [5], что указывает на деформацию рудного тела после образования сульфидов.

Благодарности

Авторы высоко ценят разрешение на публикацию этой статьи, данное руководством компании Cleveland Tin N. L. и Cominco Exploration Pty. Ltd. Рукопись была прочитана д-ром С. М. Ричардсом и г-ном Л. В. Джентлом. Авторы вынесли много полезного из дискуссии с г-дами Дж. А. Телук и П. Калшоу.

Списск литературы

1. *Carey S. W.*, Geological report on Mt. Cleveland tin mine, Rep. Dep. Mines Tasm., 1945.
2. *Cox R.*, Progress report on zinc mineralization, Cleveland mine, Tasmania, Aberfoyle Tin Development Partnership rep., 1966.
3. *Cox R.*, The economic geology of the Cleveland and Magnet mines, Tasmania, Ph. D. Thesis, University of Sydney, 1968.
4. *Cox R., Glasson K. R.*, Economic geology of the Cleveland Mine, Tasmania, Econ. Geol., 66, 861-878, 1971.
5. *Falvey D.*, The interpretation of geophysical surveys at Cleveland Mine, Tasmania, Hons. thesis, University of Sydney, 1966.
6. *Glasson K. R., Hopwood T.*, Geological report, Mt. Cleveland Mine, Waratah district, Tasmania, Aberfoyle Tin Development Partnership rep., 1962.
7. *Groves D. I., Solomon M.*, The geology of the Mt. Bischoff district, R. Soc. Tasm., 98, 1-22, 1964.
8. *Henderson Q. J.*, Geological features controling the future of the Cleveland mine, vicinity of Waratah, Tasmania, Rep. Dep. Mines Tasm., 1937.
9. *Jessup A.*, Geological report on mineral zoning in the Cleveland ore deposit, Cleveland Tin N. L., rep., 1970.
10. *Keunecke O., Tate K. H.*, Geophysical survey at Mt. Cleveland mine, Waratah, Tasmania Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1954/7, 1954.
11. *McDougall I., Leggo P. J.*, Isotopic age determinations on granitic rocks from Tasmania, J. geol. Soc. Aust., 12, 295-333, 1965.
12. *McIntosh-Reid A.*, The Mt. Bischoff tin field, Bull. Dep. Mines Tasm., 34, 1923.

Ренисон-Белл

Л. Ньюнем

Общие сведения

Месторождения олова Ренисон-Белл расположены на западном побережье Тасмании (145°26′ в. д., 41°47′ ю. ш.) и приурочены к толще нижнекембрийских осадочных и вулканических пород. С 1890 по 1930 г. здесь разрабатывались аллювиальные и окисленные сульфидные месторождения олова, после чего началась добыча первичных сульфидных руд. К настоящему времени добыто 22 000 т олова из 3 500 000 т руды. Общие запасы руды превышают 7 000 000 т при среднем содержании олова 1,30%.

Региональная геология

Зона минерализации Ренисон расположена у западной границы небольшого меридионального трога Тасманской геосинклинали. Границы трога определяются скорее несогласиями, чем главными тектоническими нарушениями.

L. A. Newnham, Chief Geologist, Renison Ltd. Публикуется с разрешения компании.

Докембрийские геоантиклинали, расположенные по обе стороны трога, сложены древними слабодеформированными кристаллическими сланцами, перекрытыми более молодыми метакварцитами, аспидными и сложнодислоцированными сланцами групп Карбайн и Саксесс-Крик и формации Оона. Все они, по-видимому, имеют одинаковый возраст.

Докембрийская толща несогласно перекрыта преимущественно осадочными породами кембрийской формации Кримсон-Крик и групп Дандас и Хаскиссон. Расположенные в восточной части трога вулканиты Маунт-Рид рассматриваются как временные аналоги осадочных толщ.

Геология участка месторождения

Стратиграфия. Стратиграфический разрез показан на рис. 1.

Формация Кримсон-Крик состоит из согласной толщи сланцев, кварцитов, аргиллитов, карбонатных пород, гематитовых конгломератов и пирокластов.

Слои, залегающие ниже пачки Ред-Рок, представлены карбонатными породами, обогащенными карбонатами сланцами, аргиллитами и кварцитами, в то время как слои, залегающие выше пачки Ред-Рок, как и сама пачка, содержат значительный объем пирокластического материала, что свидетельствует о периоде вулканизма в середине раннего кембрия, возможно связанного с началом вулканизма Маунт-Рид.

Кварциты Далкот и сланцы Ренисон-Белл представлены сланцами, алевролитами, слоистыми ортокварцитами, обогащенными карбонатами слоями и галечными конгломератами, присутствующими в подчиненном количестве.

Пачка Ред-Рок представляет собой толщу гематитовых вулканитов и осадочных пород, залегающих согласно между карбонатными слоями 1 и 2; она состоит в основном из литокластических кристаллических и лапиллиевых туфов, образовавшихся во время андезитового и риолитового вулканизма. С вулканитами обычно переслаиваются кремнистые осадки с гематитовым матриксом.

Аргиллиты Кримсон-Крик представляют собой мощную толщу однородных еленых, серых и пурпурных аргиллитов и алевролитов с подчиненными

ВОЗРАСТ	РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ	ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ РАЙОНА РУДНИКА	МОЩНОСТЬ, М	ЛИТОЛОГИЯ
СРЕДНИЙ–ПОЗДНИЙ КЕМБРИЙ	Группа Дандас	Аргиллиты Кримсон-Крик	>1000	Зеленые и пурпурные алевролиты, аргиллиты, песчаники и тонкозернистые туфы
		Карбонатный слой 1	15 – 20	Доломиты, подчиненные известняки
	? — ?	Пачка Ред-Рок	20 – 30	Гематитовые вулканиты и осадочные породы
РАННИЙ КЕМБРИЙ	Группа Кримсон-Крик	Карбонатный слой 2	15 – 20	Доломиты, подчиненные загрязненные известняки
		Сланцы Ренисон-Белл	40 – 60	Кварциты, сланцы, линзы карбонатов, подчиненные конгломераты
ПОЗДНИЙ ДОКЕМБРИЙ	Формация Оона	Карбонатный слой 3	4 – 8	Доломиты, подчиненные загрязненные известняки
		Кварциты Далкот	>500	Кварциты, сланцы, аргиллиты и подчиненные карбонаты

Рис. 1. Стратиграфический разрез.

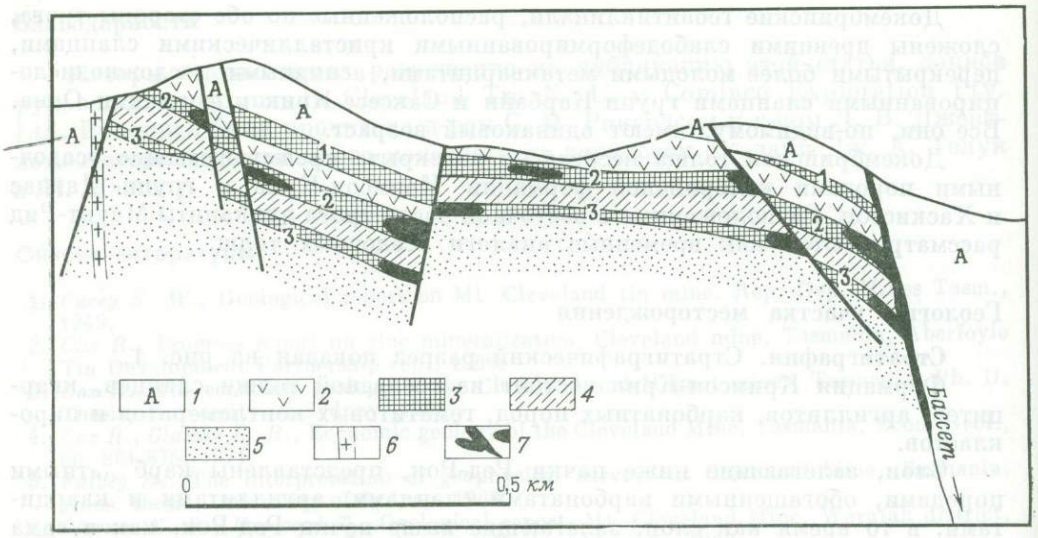


Рис. 2. Разрез района рудника Ренисон.
1 — аргиллиты Кримсон-Крик; *2* — пачка Ред-Рок; *3* — карбонатные слои; *4* — сланцы Ренисон-Белл; *5* — кварциты Далкот; *6* — девонские кварцевые порфиры; *7* — массивные сульфиды.

прослоями сланцев и песчаников. Обычны также туфы и пеплы основного и среднего состава. Текстуры течения указывают на отложение в глубоком погружающемся бассейне.

В толще присутствуют три главных карбонатных слоя. Как правило, первичный карбонат представлен марганецсодержащим доломитом или пистомезитом, переходящими вблизи сульфидных рудных тел в крупнозернистый кристаллический сидерит. На обнажениях карбонатных пород часто развиваются марганецсодержащие гётитовые шляпы.

Структура. Геологическая структура представлена на рис. 2. Вся область смята в моноклинальные складки и разбита многочисленными разломами растяжения, расположенными как параллельно, так и под углом к оси моноклинали. Самым крупным является разлом Бассет — Федерал, имеющий северо-западное простирание и падающий под углом 50—75° на восток, амплитуда смещения по этому разлому достигает 800 м. Обычны также более мелкие разломы широтного и меридионального простирания с вертикальным смещением 50—100 м. По-видимому, мелкие разломы являются дорудными и сформировались в позднем кембрии или раннем девоне, но по разлому Бассет — Федерал подвижки, вероятно, происходили от раннего кембрия до позднего девона.

Интрузивная деятельность. Толща кембрия в региональном масштабе прорвана девонскими гранитами и основными — ультраосновными кембрийскими породами, однако непосредственно в районе Ренисон-Белл эти породы не встречаются.

В районе рудника породы прорваны микродиоритовой дайкой мощностью 2 м и дайкой кварцевых порфиров мощностью от 5 до 10 м. Дайка микродиоритов, главным образом из-за закаленных контактов с рудным телом, считается пострудной, в то время как внедрение дайки кварцевых порфиров происходило одновременно с отложением руд.

Изменения. Вторичные изменения толщи связаны в первую очередь с образованием руд, а не с тектоническими нарушениями.

В сланцах Ренисон-Белл непосредственно у контакта с рудным телом развиты флогопитовые метакварциты; кварциты Далкот и аргиллиты Кримсон-Крик испытали пирометасоматоз, в результате чего возникли аксинит-известково-силикатные парагенезисы.

Наиболее интенсивно вторичные изменения проявляются в трех главных карбонатных слоях, где Si-Mg-метасоматоз привел к образованию больших количеств талька, турмалина, хлорита, серицита и сидерита.

Рудные тела

Рудные тела можно разделить на две группы: контролируемые разломами и стратиформные.

Предполагается, что минерализованные гидротермальные растворы поступали из гранитного источника, расположенного на глубине, поднимались вдоль зон разломов, минерализуя их, а там, где они соприкасались со слоями известняков, метасоматически замещали эти слои.

Все разломы данной области, за исключением структуры Бассет — Федерал, не содержат промышленных концентраций. Карбонатные слои 2 и 3 содержат промышленные концентрации, в то время как в карбонатном слое 1 присутствуют лишь небольшие минерализованные гнезда, не имеющие промышленного значения.

Единственным извлекаемым рудным минералом является касситерит.

Рудные тела, контролируемые разломами. Оба рудных тела — Бассет и Федерал — относятся к структуре Бассет — Федерал, минерализованной в различной степени на протяжении 2000 м и на глубину 800 м. Средняя мощность составляет 5—15 м. Как правило, сульфиды занимают 40—50% породы и представлены пирротином, пиритом, арсенопиритом и халькопиритом; присутствуют также следы станнина, галенита, сфалерита и висмутина [1]. Жильные минералы представлены кварцем, карбонатами, тальком, флюоритом, апатитом и хлоритом; кроме того, присутствуют блоки турмалинизированных тонкозернистых осадочных пород.

Мелкокристаллический касситерит распространен как среди жильных минералов, так и среди сульфидов. Раздробленность кристаллов касситерита и присутствие второй генерации пирита свидетельствуют о пострудных движениях в пределах с руктуры [1].

Стратиформные рудные тела. Пять стратиформных рудных тел было обнаружено на горизонте 2 и три — на горизонте 3. Все без исключения рудные тела непосредственно примыкают к минерализованным зонам разломов, которые рассматриваются в качестве питающих каналов. Рудные тела 2 и 3 имеют сходную минералогию.

От 60 до 75% породы составляют сульфиды, представленные пирротином с подчиненными пиритом, халькопиритом и арсенопиритом. Жильные минералы представлены вторичным кварцем, карбонатом, флюоритом, турмалином, тальком и хлоритом [1].

Касситерит встречается как в жильных минералах, так и в сульфидах и имеет средний размер зерен от 50 до 100 мкм [1].

Среднее содержание олова в пределах рудных горизонтов 2 и 3 составляет 1,3 и 1,8% соответственно.

Список литературы

1. *Fander W.*, Miscellaneous petrographic and mineralogical Reports for Renison Limited, 1962-1973.

Маунт-Бишофф

К. Найт

Ниже приводится обобщенное описание (с небольшими изменениями) месторождения Маунт-Бишофф, основанное на более ранней работе автора [4].

Когда-то знаменитое, месторождение Маунт-Бишофф расположено в северо-западной Тасмании и имеет координаты 145°31′ в.д., 41°25′ ю. ш. Открытое в 1871 г. «философом» Смитом, оно дало, главным образом за период с 1873 по 1915 г., 5 500 000 т руды, или 56 000 т олова.

Стратиформное рудное тело. Главная масса руды добывается открытым способом в карьерах диаметром 360 м, вскрытых на максимальную глубину 70 м, из субгоризонтального рудного тела, приуроченного к сложной синклинальной структуре, главными элементами которой являются впадины, протягивающиеся в широтном направлении. Эта структура является частью огромного антиклинория [6]. Основание рудного тела строго согласно с подстилающими сланцами. За исключением южной пограничной зоны, где рудное тело уходит на глубину, первичная поверхность его эродированна. Ниже приведен стратиграфический разрез, описанный автором в 1953 г.

Верхние доломитовые слои	> 50 м
Асбестовый горизонт (в измененных доломитовых сланцах)	2—10 м
Нижние доломитовые слои	30 м
Сланцы лежачего бока	10 м
Сланцы, кварциты, аспидные сланцы	> 250 м

По мнению ряда авторов [1, 3], породы имеют позднепротерозойский возраст.

Верхние доломитовые слои вдоль южного края карьера перекрыты толщей сланцев и алевролитов. В 1953 г. автор данной статьи считал их осадочными породами лежачего бока, надвинутыми на доломиты, однако Гровс и др. [2] считают, что они несогласно перекрывают верхнюю пачку.

Верхние доломитовые слои местами слабо минерализованы, причем в отличие от пирротиновой минерализации в пределах рудного тела сульфиды здесь представлены преимущественно пиритом.

В 1953 г. предполагалось, что нижние доломитовые слои почти полностью замещены рудным телом, состоящим более чем на 50% из сульфидов (главным образом пирротина, пирита и марказита), а также содержащим тальк, кварц и крупнозернистый магниево-кальциево-железисто-марганцевый карбонат и некоторое количество тонкозернистого осадочного доломита. Рудное тело первоначально распространялось дальше к западу, северу и востоку за пределы вскрытых обнажений, однако к югу оно либо выклинивается, либо представлено слоем доломитов со слабой минерализацией, обнаруженной при бурении.

C. L. Knight, Editor.

Кварц-порфировые дайки. Минерализованная зона размером 1,7 × × 2,7 км как бы окружена дайками кварцевых порфиров, обнаруживающими определенную внутреннюю связь. Дайки имеют возраст 349 млн. лет [2]. Апофизы даек в пределах карьера внедряются вдоль лежачего бока и вдоль кровли верхних доломитовых слоев. В порфирах в отдельных участках отмечается высокое содержание топаза, достигающее 35% от объема всей породы, особенно вблизи контакта с рудным телом. Местами как в самом карьере, так и за его пределами порфиры характеризуются высоким содержанием олова в виде жил и вкрапленности.

Жилы. Сланцы и песчаники лежачего бока рассечены несколькими кварц-пирит-касситеритовыми жилами. Самая крупная из них — Джиблин, отработанная в длину на 600 м, на глубину 330 м при средней мощности 65 см; жила Норт-Валли отработана в длину на 1000 м, на глубину 250 м при средней мощности 130 см, а жила Куин — в длину на 350 м, на глубину 120 м при средней мощности 70 см.

Генезис. Автор в 1953 г. [4] пришел к выводу, что главное рудное тело образовалось в результате замещения смятого в складки доломитового слоя с одновременной минерализацией порфиров в толще доломитов. По мнению Соломона [6], оловянная минерализация связана с высокотемпературным вертикальным вулканическим каналом, который питал дайки порфиров; по всей вероятности, и дайки, и минерализация связаны с гранитами Мередит. Автор не согласен с таким выводом. Отчетливо согласное залегание главного рудного тела свидетельствует в пользу того, что оно отложилось сингенетично в виде осадочной пачки. В этом случае источником олова в жилах, которые, бесспорно, пересекают толщу сланцев и кварцитов, должны были быть сами осадки; автор уже описывал ассоциацию олова с осадками подобного типа [5].

По мнению автора, стратиформная минерализация имеет докембрийский возраст, а некоторая ремобилизация имела место впоследствии при складчатости и внедрении интрузии порфиров.

Список литературы

1. *Carey S. W.*, The geological structure of Tasmania in relation to mineralization, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 1108-1128, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
2. *Groves D. I., Martin E. L., Murchies H., Wellington H. K.*, A century of tin mining at Mount Bischoff 1871-1971, Bull. geol. Surv. Tasm., No. 54, 1972.
3. *Groves D. I., Solomon M.*, The geology of the Mount Bischoff district, Pap. Proc. R. Soc. Tasm., 98, 1-22, 1964.
4. *Knight C. L.*, The Mount Bischoff tin mines, in Geology of Ausrtalian Ore Deposits, ed. A.B. Edwards, 1185-1193, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
5. *Knight C. L.*, Metallogenesis in the Tasman Geosyncline in The Tasman Geosyncline—a symposium, A. K. Denmead, G. W. Tweedale and A. F. Wilson, eds., 247-256, Geol. Soc. Aust., Qd. Div., 1974.
6. *Solomon M.*, Tin ore deposits of Mount Bischoff, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 501-502, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.

Эммавиль — Торрингтон

Л. Лоуренс

Общие сведения

Район Эммавиль — Торрингтон расположен в северной части хребта Нью-Ингленд, в Новом Южном Уэльсе.

Граниты Моль (рис. 1) являются составной частью батолитового комплекса Нью-Ингленд и имеют возраст 238 млн. лет [1]. Они прорывают более древние пермские осадочные породы и вулканиты риолитового состава. Своеобразие гранитов заключается в широком развитии различных типов

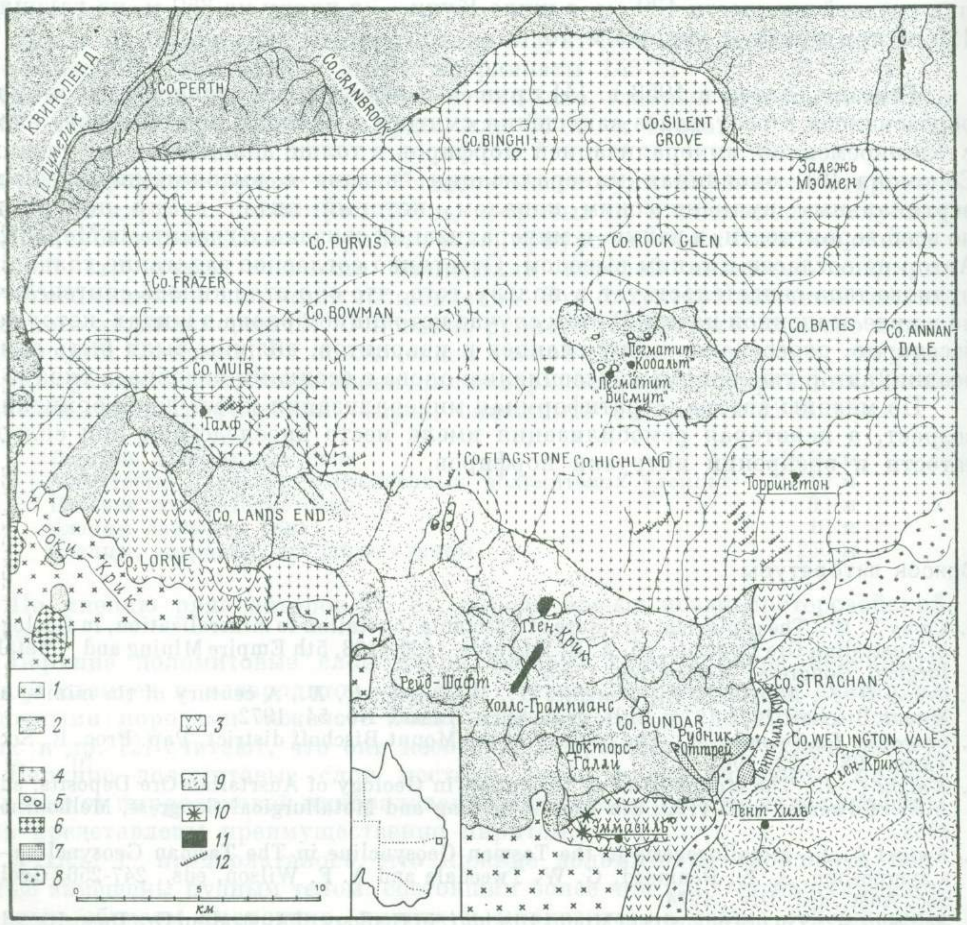


Рис. 1. Геологическая карта района Эммавиль — Торрингтон.

Следует обратить внимание на совпадение направления дренажной сети и простирания залежей, особенно близ юго-западного контакта гранитов Моль (ср. с рис. 4).

1 — третичные базальты; *пермь*: *2* — черные алевролиты, конгломераты, песчаники, известняки, граувакки, *3* — вулканиты (риолиты, кислые и средние туфы, риолитовая брекчия); *эпипермские интрузии*: *4* — биотитовые граниты (граниты Моль), *5* — силекситы (интрузивный гранитоидный кварц), *6* — сиенитовые граниты (на юго-западе области), *7* — микрографические гранодиориты, *8* — порфиры, *9* — «голубые граниты» (адамеллиты, порфиры, местами с туфовым материалом), *10* — черные адамеллиты (небольшие выходы близ Эммавиля), *11* — эпидириты, *12* — залежи касситерита.

L. J. Lawrence, School of Applied Geology, University of New South Wales.

минерализации — от магматической до гидротермальной. Заслуживает внимания также тот факт, что сульфиды полиметаллов, а также руды олова и вольфрама образуют две самостоятельные ветви гидротермальных систем — литофильную и халькофильную, хотя они образовались одновременно в позднемагматическую стадию.

Необычность гранитов Моль проявилась и в том, что они внедрились на высокие горизонты [6, 1], а оловоносные флюиды, по-видимому, почти достигали приповерхностного уровня.

Магматическая до эпимагматической стадия

В самих гранитах встречены отдельные зерна касситерита в срастании с кварцем и полевым шпатом (рис. 2), а также редкие чешуйки молибденита и зерна халькопирита. При дроблении свежего гранита из района Торрингтона было обнаружено несколько зерен касситерита.

В поздне- до эпимагматической стадию сформировались две разновидности дифференциатов гранитов — кварцевые жилы и пегматиты.

Кварцевые жилы сложены главным образом тонкозернистым до среднезернистого гранитоидным кварцем, местами с незначительной примесью топаза; они прорывают граниты и нередко секут осадочную кровлю гранитного массива. В них содержится значительное количество вольфрамита, а иногда и молибденит. Руды вольфрама залегают в виде неправильных гнезд. Из этой породы, получившей название силексита [6], было добыто 2500 т вольфрамового концентрата.

Второй дифференциат — сложные пегматиты, интрудирующие как граниты, так и их кровлю и образующие неправильные трубкообразные массы. Именно здесь хорошо видна общность происхождения халькофильных и литофильных минералов. Самым крупным пегматитовым телом является так называемый «пегматит Висмут», обнажающийся к северо-западу от Торрингтона [6] и состоящий из очень крупных зерен биотита, ортоклаза, а также кварца, берилла, топаза и флюорита. Неравномерно распределенные рудные минералы представлены вольфрамитом, висмутином и касситеритом; присутствуют также арсенопирит, саффлорит, никелин, еще более редкие арсениды никеля, монацит, молибденит, жозеит, рутил; отмечаются следы уранинита. Сульфиды полиметаллов, содержащиеся в незначительных количествах, представлены халькопиритом, сфалеритом, тетраэдритом, пиритом, пирротином, козалитом, висмутином и редким дисульфидом вольфрама — тунгстенитом. Касситерит чаще встречается в срастаниях с топазом (рис. 3). В райо-



Рис. 2. Касситерит (темные идиоморфные зерна) в граните, Торрингтон. Николи скрещены, ув. ×5.

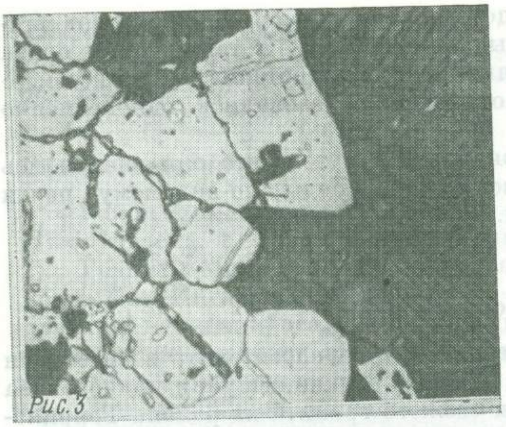


Рис. 3. Срастания касситерита (темные участки) и топаза (белое).
Часть касситерита заключена внутри зерен топаза. «Пегматит Висмут», обнажающийся северо-западнее Торрингтона. Проходящий свет, ув. ×5.

не Торрингтона развиты и другие сходные, но менее сложные пегматитовые тела, форма которых указывает на незначительную глубину их формирования.

Об образовании этой относительно высокотемпературной фазы минерализации в высокоокислительных условиях говорит широкое развитие топаза и флюорита.

Высокотемпературная гидротермальная стадия

Непосредственно за пневматолитово-пегматитовой стадией следовала гидротермальная стадия. Именно на этой стадии разошлись литофильная и халькофильная ветви; с первой связана преимущественно касситеритовая, а со второй — полиметаллическая минерализация. Причина подобного расхождения неизвестна, но, возможно, оно обусловлено различием в давлении паров летучих соединений металлов, присутствовавших в гидротермальных растворах.

Касситеритовая минерализация приурочена к серии ранних трещин в гранитах, в то время как полиметаллы локализуются в заметно более поздних трещинах во вмещающих осадочных породах на контакте с гранитами.

Жилы

Развитие структуры. В гранитах Моль наблюдаются две основные системы трещин — трещины северо-восточного простирания и сопряженные с ними трещины северо-западного простирания. Эти две системы трещин контролируют и основное направление дренажной сети.

Оловянная минерализация почти исключительно связана с трещинами северо-восточного простирания (рис. 1). Такой структурный контроль является отличной полевой иллюстрацией к экспериментальной работе Мида по растрескиванию хрупких пород под влиянием стресса [7]. Если блок породы (рис. 4) испытывает влияние напряжения скалывания, прежде всего образуются трещины растяжения T в направлении короткой оси эллипсоида деформации. Эти трещины растяжения представляют собой пути циркуляции гидротермальных рудоносных растворов ранней генерации. Вслед за трещинами растяжения происходит образование трещин скалывания S_1 и S_2. Минерализация этих трещин связана с незначительным изменением их простирания и, как следствие, с их расширением. В трещинах северо-запад-

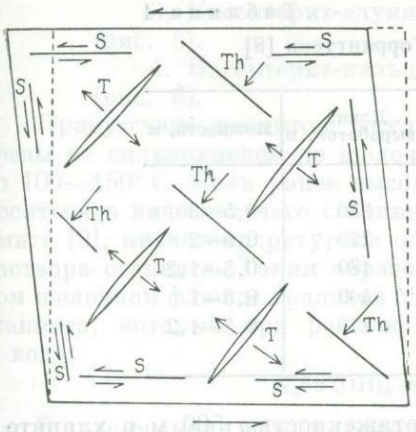


Рис. 4. Тектоническая эволюция оловосодержащих жил района Торрингтон как результат напряжений скалывания.

T — трещины растяжения; *Th* — трещины обрушения; *S* — трещины скалывания. Пунктиром показано положение блока до смещения.

ного простирания (в частности, на руднике Уэбб-Силвер к северо-востоку от Эммавиля), секущих вмещающие алевролиты, локализована часть полиметаллической минерализации. Дальнейшее проявление напряжения скалывания привело к деформации в направлении длинной оси эллипсоида деформации. В образовавшиеся трещины сжатия, как правило, не могли проникнуть гидротермальные растворы, и поэтому такие трещины не минерализованы.

Высокотемпературные жилы с касситеритом. Большая часть жил, содержащих касситерит, размещается в краевых зонах гранитного массива, в частности в районе Торрингтона и Галфа. Кроме того, оловянная минерализация развита в узких трещинах в алевролитах в районе Холлс-Грампианс к северо-западу от Эммавиля.

Наблюдаются некоторые вариации в минералогическом составе высокотемпературных жил, в которых при оптимальных условиях развивается определенная зональность (от внешнего края к центру):

1. Вмещающие граниты с проявлениями хлоритизации, а иногда флюоритизации и каолинизации.

2. Высокожелезистый хлорит с рассеянным касситеритом, акцессорным пластинчатым вольфрамитом, переменными количествами флюорита и следами молибденита, монацита, галенита, сфалерита, халькопирита и иногда берилла.

3. Центральная кварцевая зона с касситеритом: аналогичные кварц-касситеритовые прожилки местами отмечаются и в зоне 2.

В районах Торрингтона и Форт-Хилла к западу от Торрингтона развиты кварц-турмалиновые жилы с касситеритом.

В районе Эммавиль — Торрингтон зарегистрировано 60 оловосодержащих залежей и жил с общей продуктивностью 5000 т концентрата. Среднее содержание для наиболее крупных залежей составляет около 3% олова. Большинство жил и залежей имеет вертикальное или почти вертикальное падение, а некоторые содержат изолированные пластины гранитов, что говорит об обрушении при растяжении. В табл. 1 приведены некоторые данные для наиболее крупных жил.

На прямую связь этих высокотемпературных касситеритовых жил с пегматитовой стадией указывает присутствие таких минералов, как акцессорные вольфрамит, монацит, берилл, халькопирит, сфалерит и молибденит. Биотит гидротермальной стадии изменился до обогащенного железом хло-

Таблица 1

Главные оловянные залежи Торрингтона [8]

Рудник	Длина выходов, м	Максимальная глубина, м	Длина выработок, м	Мощность, м
Батлер	500	100	320	0,5—3
Карноу	340	270	270	0,5—2
Датчмен	840	100	180	0,3—1,2
Харц	530	170	400	0,3—1
Валлеру	320	90	270	0,3—1,2

рита. Подсчитано, что в залежи Батлер протяженностью 500 м в хлорите связано около 5000 кг воды на 1 м по вертикали.

Жилы полиметаллов. В алевролитах, прорванных гранитами Моль, описаны три месторождения полиметаллов. Высокотемпературные залежи Уэбб-Силвер и Рейд-Шафт характеризуются высоким содержанием флюорита и турмалина; рудные минералы представлены халькопиритом, арсенопиритом, сфалеритом, галенитом, тетраэдритом, станнином и акцессорным касситеритом. Часть станнина образовалась при твердофазной реакции диффузии между халькопиритом и касситеритом и тетраэдритом и касситеритом [4]. Серебряно-свинцовые руды Пай-Крик отличаются присутствием джемсонита.

Низкотемпературная гидротермальная оловянная минерализация. Минеральный состав некоторых оловосодержащих жил свидетельствует о низкотемпературных гидротермальных условиях их формирования [3, 4].

Наблюдаются следующие минеральные парагенезисы:

1. Касситерит-кварц-адуляровые жилы на рудниках Галф и Мэдмен к северу от Торрингтона.
2. Касситерит-кварц-цеолитовые жилы в залежи Стилбит к востоку от Галфа.

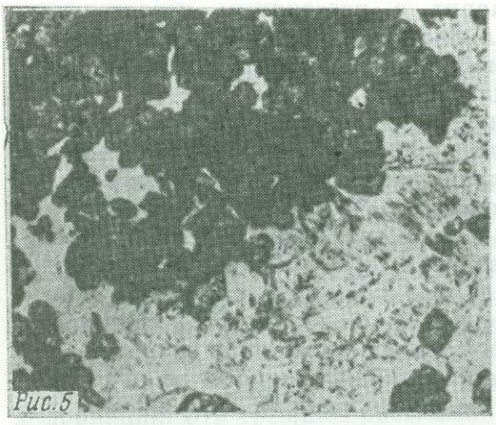


Рис. 5

Рис. 5. Кристаллы касситерита, вкрапленные в адуляр, Холлс-Грампианс.
Проходящий свет, ув. ×20.

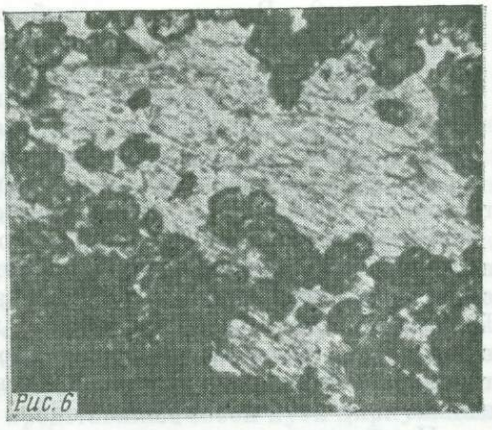


Рис. 6

Рис. 6. Кристаллы касситерита, вкрапленные в кальцит, обнаруживающий следы двойникования, Холлс-Грампианс.
Проходящий свет, ув ×20.

3. Касситерит-адуляровые жилы в районе Холлс-Грампианс (рис. 5).

4. Касситерит-кальцитовые жилы в районе Холлс-Грампианс (рис. 6).

Присутствие цеолитов, адуляра и кальцита указывает на изменение среды от сильнокислой до щелочной и на падение температуры, возможно до 100—150° С. Если ранее высокотемпературное олово должно было переноситься в виде летучего соединения SnF_4, то, как показали эксперименты Смита [9], низкотемпературное олово могло переноситься в виде щелочного раствора станната. Таким образом, небольшие количества олова в остаточном щелочном флюиде гранитов Моль реагировали с образованием калиевого станната, который при разложении давал касситерит, гидроокись калия и воду:

$$K_2Sn(OH)_6 \rightarrow 2K(OH) + SnO_2 + 2H_2O.$$

В ходе реакции между гидроокисью калия и каолинитом, которая местами проявляется весьма широко, может образоваться низкотемпературный полевой шпат адуляр:

$$2K(OH) + 2H_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + 4SiO_2 \rightarrow 2KAlSi_3O_8 + 3H_2O.$$

Приповерхностная минерализация

Свидетельством низкотемпературных щелочных условий является присутствие касситерит-адуляровой, касситерит-кварц-цеолитовой и касситерит-кальцитовой минерализации. Присутствие этой минерализации возможно также на относительно небольших глубинах на верхнем уровне гранитов Моль или близко к нему. По-видимому, щелочные оловоносные растворы в отличие от ранних кислых флюидов могли подниматься на значительно более высокие уровни.

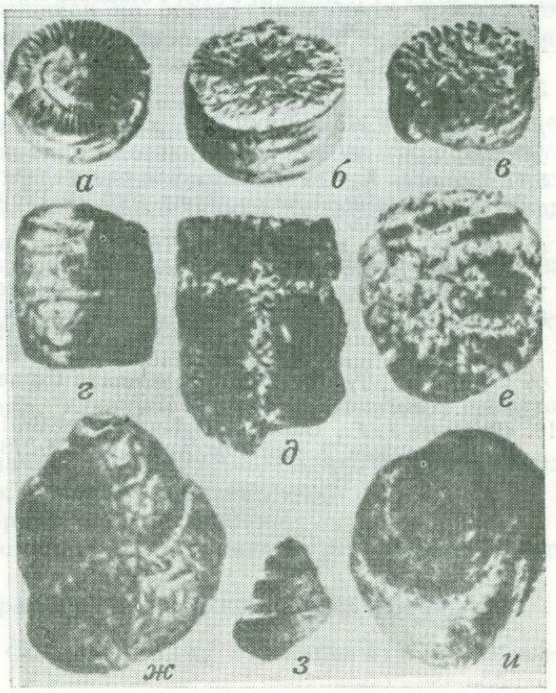


Рис. 7. Пермские гастроподы и криноидеи, полностью замещенные касситеритом.

а — г — стебли криноидей; *д* — стебель криноидеи; видно увеличение размера зерен вдоль центрального канала; *е* — поперечный разрез стебля; *жс — и* — гастроподы *Ptycomphalina morrisiana*, ув. × 3.

В аллювиальном олове из гравия, залегающего на вмещающих кислых туфах и алевролитах в районе Докторс-Галли к северо-востоку от Эммавиля, обнаружены многочисленные пермские гастроподы *Ptycomphalina morrisiana* и криноидеи, полностью замещенные касситеритом (рис. 7) [2, 5]. Хотя эти ископаемые остатки ни разу не обнаружены *in situ*, замещение их касситеритом несомненно обусловлено влиянием щелочных оловоносных растворов, связанных с гранитным источником. Вполне вероятно, что эти гидротермальные растворы так близко подходили к поверхности, что смешивались с глубокими горизонтами грунтовых вод.

Обсуждение

Минерализация в районе Эммавиль — Торрингтон, в частности отложение олова, происходила в необычно широком диапазоне температур и химических условий — от ранней высокотемпературной до кислой пневматолитовой стадии через постмагматическую низкотемпературную щелочную стадию. На заключительном этапе отложения олова в приповерхностных условиях, возможно, определенную роль играли грунтовые воды, циркулирующие на большой глубине (рис. 7).

Во вмещающих риолитах района Эммавиль описаны небольшие прожилки, содержащие касситерит, а также рассеянная вкрапленность касситерита. Истинные возрастные взаимоотношения гранитов и риолитов неизвестны, поскольку для риолитов не имеется возрастных измерений.

Однако вполне очевидно, что в описываемом районе циркуляция оловоносных растворов происходила в перми в течение длительного периода времени. Следы касситерита отмечаются как в подводных эффузивах, так и на незначительных глубинах в гранитах Моль.

Список литературы

1. *Evernden J. F., Richards J. R.*, Potassium-argon ages in eastern Australia, J. geol. Soc. Aust., 9, 1-50, 1962.
2. *Lawrence L. J.*, The replacement of crinoid stems and gastropods by cassiterite from Emmaville, N.S.W., Proc. R. Soc. N.S.W., 84, 119-122, 1952.
3. *Lawrence L. J.*, An unusual cassiterite paragenesis and its genetic implications, Min. Mag., 31, No. 236, 402-406, 1957.
4. *Lawrence L. J.*, Cassiterite mineralization at Hall's Grampians, Emmaville, N.S.W., Neues Jahrbuch, 94, 150-161, 1960.
5. *Lawrence L. J.*, Tin mineralization under changing hypogene conditions—an example of protracted mineralization, Symposium on Problems of Postmagmatic Ore Deposition, Prague, 1, 293-298, 1963.
6. *Lawrence L. J., Markham N. L.*, The petrology and mineralogy of the pegmatite complex at Bismuth, Torrington, N.S.W., J. geol. Soc. Aust., 10, 343-364, 1963.
7. *Mead W. J.*, Notes on the mechanics of geological structures, J. Geol., 28, 505-523, 1920.
8. *Mulholland C. St. J.*, revised *D. W. Wynn*, Tin-tungsten ore deposits of Torrington, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 436-437, 8th Commonwealth Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
9. *Smith F. G.*, Transport and deposition of the non-sulphide vein minerals, 11-cassiterite, Econ. Geol., 42, 251-263, 1947.
10. *Wilkinson J. F.*, The New England batholith, in The Geology of New South Wales, ed. G. H. Packham, J. geol. Soc. Aust., 16, 271-278, 1969.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА

Мэри-Катлин

Б. Хоукинс

Общие сведения

Урановое месторождение Мэри-Катлин (20°45′ ю. ш., 140°1′ в. д.) приурочено к толще метаморфизованных осадочных пород, характеризующихся смешанным типом карбонатно-кластических береговых и прибрежных отложений.

Описание месторождения было дано Хьюджесом и Манро [1] и Матесоном и Сирлом [2]. Данная работа дополняет ранее опубликованные сводки; в ней рассмотрены результаты интенсивного бурения, проводившегося для определения общих запасов урана в пределах рудника и его окрестностей с 1967 по 1969 г.

В результате бурения были определены пределы промышленной минерализации и оценены запасы руды в 6 430 000 т при содержании 0,119%, или 7660 т, U_3O_8. Минерализация распространяется и за пределы рудника.

С учетом уже добытой руды общие запасы месторождения составляют 9 483 000 т при содержании 0,131% U_3O_8.

Стратиграфия и структура

Согласно предыдущим исследованиям, рудное тело Мэри-Катлин располагается в пределах погружающейся на север синклинали в осадочной формации Корелла. Противоречивые мнения о положении оси синклинали приводили к различным стратиграфическим схемам.

Стратиграфия. Выполненное Фрейзером для компании Mary Kathleen Uranium Ltd. картирование позволило составить детальную геологическую карту окрестностей рудника. На рис. 1 приведен схематичный вариант карты Фрейзера. Ниже перечислены надежно выделяемые (с востока на запад) литологические подразделения.

а. Тонкозернистые пиритизированные кварциты, переслаивающиеся с известково-кремнистыми гранулитами.

б. Тонкослоистые полевошпатизированные и окварцованные гранулиты (исключительно к северу от рудного тела).

в. Скаполитовые гранулиты с пятнами граната.

г. Восточная гранатовая зона, главным образом замещение гранатом скаполитовых гранулитов.

д. «Ископаемый» слой — пачка скаполит-диопсид-роговообманковых гранулитов, возможно имеющих водорослевую текстуру.

е. Скаполитсодержащие диориты или метагаббро.

ж. Крупногалечные конгломераты или конгломерато-брекчии мощностью около 6 м.

з. Скаполит-диопсидовые гранулиты, участками брекчированные.

B. W. Hawkins, Formerly Senior Geologist C. R. A. Exploration Pty. Ltd., Manager Bligh Oil and Minerals N. L.

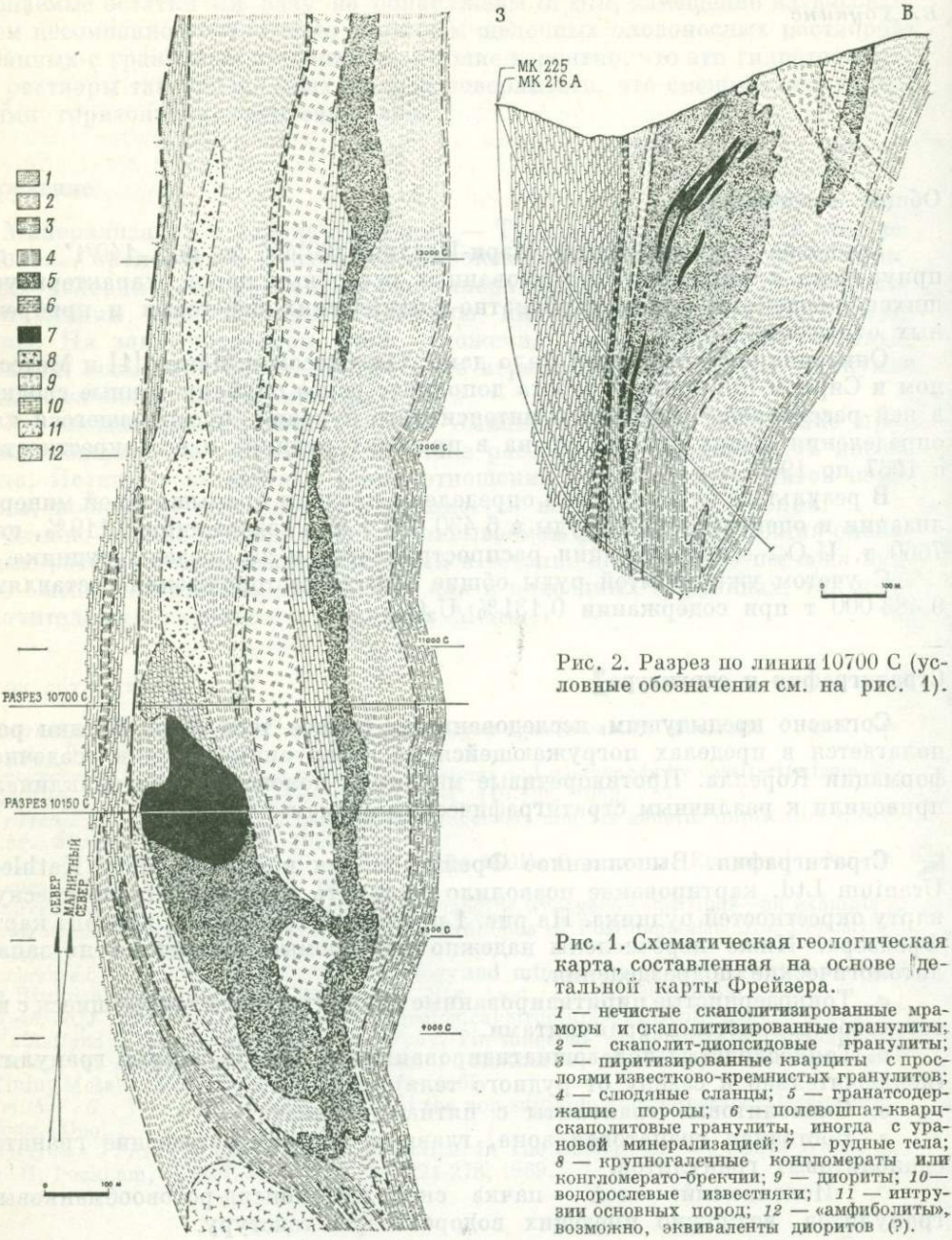


Рис. 2. Разрез по линии 10700 С (условные обозначения см. на рис. 1).

Рис. 1. Схематическая геологическая карта, составленная на основе детальной карты Фрейзера.

1 — нечистые скаполитизированные мраморы и скаполитизированные гранулиты; *2* — скаполит-диопсидовые гранулиты; *3* — пиритизированные кварциты с прослоями известково-кремнистых гранулитов; *4* — слюдяные сланцы; *5* — гранатсодержащие породы; *6* — полевошпат-кварц-скаполитовые гранулиты, иногда с урановой минерализацией; *7* — рудные тела; *8* — крупногалечные конгломераты или конгломерато-брекчии; *9* — диориты; *10* — водорослевые известняки; *11* — интрузии основных пород; *12* — «амфиболиты», возможно, эквиваленты диоритов (?).

и. Крупногалечные конгломераты или конгломерато-брекчии.

к. Скаполит-диопсидовые гранулиты.

л. Полосчатые амфиболиты.

м. Слои нечистого мрамора внутри скаполит-известково-кремнистых гранулитов; эти слои содержат прерывистые пачки слюдяных сланцев.

На западной границе слоев *м*, на контакте с западными выходами гранитов присутствуют деформированные вулканические породы основного состава. Рудное тело охватывает горизонты *з*, *и* и *к*.

По данным разведочного бурения, многие литологические подразделения, выделяемые на поверхности, не продолжаются на глубину. На разрезе по линии 10700 С (рис. 2) показаны литологические изменения поперек бассейна седиментации; хорошо видно быстрое изменение фаций в этом направлении.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что пачка кварцитов *а* и окварцованные гранулиты *б* (в скважинах описанные как роговики) могут быть прослежены непрерывно по падению, тогда как пачка *в* выклинивается на глубине и переходит в пачку кварцитов, сходных с кварцитами *а*. Гранулиты и мраморы *к* и *л* продолжаются на глубину.

Таким образом, породы, вмещающие рудные тела, накапливались в прибрежно-морских условиях, за границей песчаных баров, в ограниченных по площади бассейнах, заполнявшихся известково-алевритовыми осадками. В некоторых участках развивались водорослевые рифы.

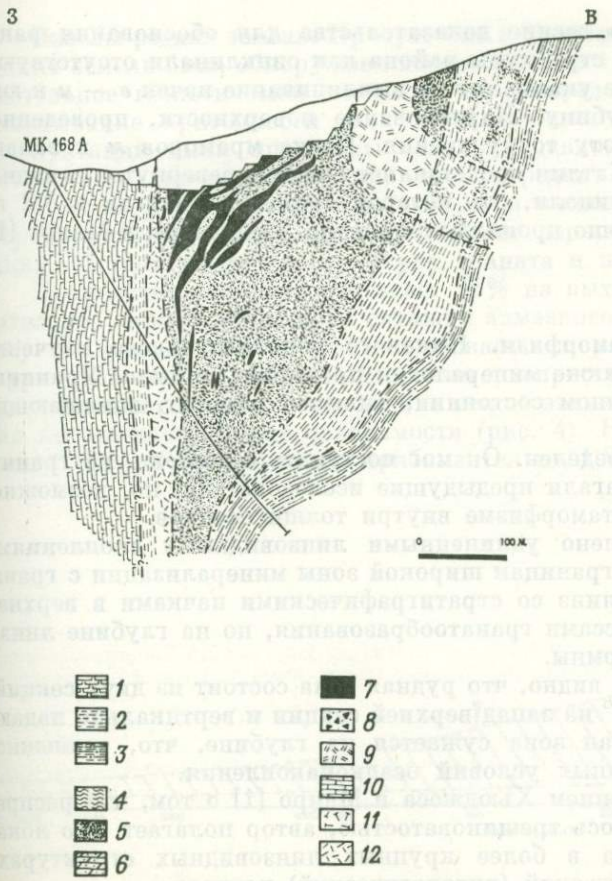


Рис. 3. Разрез по линии 10150 С (условные обозначения *1—12* см. на рис. 1).

Крупногалечные конгломераты. Пространственное размещение крупногалечных конгломератов, хорошо обнаженных на поверхности, осталось невыясненным, поскольку на глубине бурение не показало следов этой пачки. Возможно, они полностью гранатизированы и поэтому неразличимы вблизи рудных тел. Однако к северу, где процесс гранатизации проявился не столь интенсивно, конгломераты должны были бы присутствовать в керне; однако на глубине по падению они не были обнаружены. Форма гальки и ограниченность распространения говорят в пользу того, что это береговые галечные отложения.

Могут быть высказаны и другие предположения, однако в целом данная проблема остается нерешенной.

Диориты. Тело диоритов или метагаббро, которое раньше считалось силлом из-за явно крутого падения и согласного залегания в обнажении, в действительности, как показало бурение, является дайкой с невыдержанным падением, секущей на востоке осадочные пачки (рис. 2, 3). На разрезе по линии 9600 С диориты залегают почти горизонтально очень близко к поверхности, но к северу падение становится более крутым, изменяясь от 45° до почти вертикального. Как показало бурение, диориты содержат останцы интрудированных ими осадочных пород. Диориты были подсечены скважинами за пределами их самых южных обнажений.

Соотношение диоритов с полосчатыми амфиболитами, залегающими согласно с крутопадающими осадочными породами на юго-западе выработки, не установлено.

Структура. Достаточно веские доказательства для обоснования ранее выдвинутой интерпретации структуры района как синклинали отсутствуют, и имеющиеся данные скорее указывают на выклинивание пачек *в* — *и* к югу по простиранию и на глубину. Картирование поверхности, проведенное Фрейзером, подтверждает эту точку зрения. Пачка мраморов *м* к западу от зоны нарушения Мэри-Катлин представляет собой перевернутое западное крыло региональной синклинали, ось которой срезается сдвигом в 3,2 км к югу от рудника, что хорошо проиллюстрировано Хьюджесом и Манро [1].

Рудное тело

Минерализация и метаморфизм. Никакого дополнительного изучения явлений метаморфизма, а также минералогии проведено не было. Уранинит встречается в тонкорассеянном состоянии, включен в ортит, замещающий гранат.

Источник урана не определен. Он мог поступать с востока, из гранитного массива, как предполагали предыдущие исследователи, но, возможно, был ремобилизован при метаморфизме внутри толщи осадков.

Рудное тело представлено удлиненными линзовидными скоплениями руд, грубо параллельными границам широкой зоны минерализации с гранатом. Соотношение рудных линз со стратиграфическими пачками в верхней части замаскировано процессами гранатообразования, но на глубине линзы руды в основном стратиформны.

На разрезах (рис. 2, 3) видно, что рудная зона состоит из двух секций: падающей под углом 30—50° на запад верхней секции и вертикально падающей нижней секции. Рудная зона сужается на глубине, что, возможно, отражает изменение первичных условий осадконакопления.

Соглашаясь с утверждением Хьюджеса и Манро [1] о том, что распределение руд контролировалось трещиноватостью, автор полагает, что локализация руды происходила в более крупных линзовидных структурах, которые обеспечивали химический (литологический) контроль.

В продольном сечении в направлении с юга на север основание минерализованной зоны круто погружается на глубину 150 м, затем выполаживается, но через 150 м вновь круто погружается в том же направлении. Наибольшие глубины минерализации отмечены на разрезе по линии 10700 С (450 м ниже поверхности).

Выветривание. Основание пенеплена до современного эрозионного цикла располагалось на высоте 450 м над уровнем моря. Современное дно долины находится на высоте 275 м над уровнем моря, а центр выхода рудного тела — на высоте 350 м. В ходе современного эрозионного цикла часть рудного тела была удалена, в то время как более ранняя пенепленизация его не затронула.

Сильное поверхностное окисление распространяется до глубины 15 м, а полуокисленные руды прослеживаются до глубины 35 м. Несмотря на то что рудные тела в открытой выработке подвергались выветриванию уже в течение 10 лет, значительного окисления руд пока не наблюдается. В этом отношении месторождение Мэри-Катлин значительно отличается от месторождений урана других типов. Причина такого отличия заключается в том, что уранинит встречается здесь в виде овоидных зерен диаметром 0,1—0,01 мм, окруженных кварцевой оболочкой, отделяющей их от вмещающих ортита и стилуэлита [3]. В поверхностной зоне окисления уранинит замещен гуммитом, проникающим через кварцевую оболочку по радиальным трещинкам; по-видимому, этот процесс протекает чрезвычайно медленно.

Окислы редких земель. Присутствие в рудном теле Мэри-Катлин окислов редких земель было обнаружено вскоре после его открытия в 1954 г., однако тщательное геологическое изучение их распределения и металлургическое исследование пригодности этих составляющих для целей промышленной эксплуатации были проведены только недавно. Мэри-Катлин — крупнейшее в Австралии месторождение окислов редких земель.

Окислы редких земель заключены в алланите (ортите) и стилуэлите (боросиликате лантана) — главных урансодержащих минералах месторождения. Иттрий входит в структуру граната и практически неизвлекаем.

Количество алланита достигает 35% на выходах рудных тел. Представительное опробование керна скважин алмазного бурения по всему рудному телу и вмещающих его гранатсодержащих пород показывает, что наряду с урановой минерализацией широким распространением здесь пользуются окислы редких земель; соотношение между этими двумя типами минерализации не отвечает прямой зависимости (рис. 4). Например, руды с содержанием 0,05% U_3O_8 включают приблизительно 1,8% окислов редких земель,

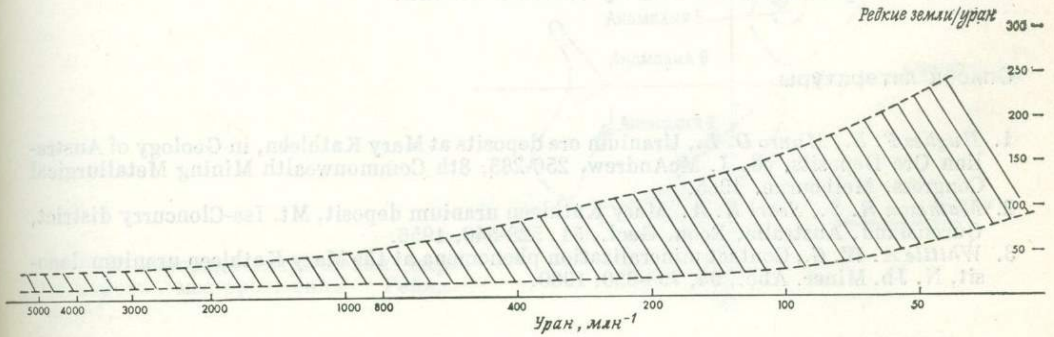


Рис. 4. Соотношение окислов редких земель и урана.

с содержанием 0,1% U_3O_8 — 2,6% окислов редких земель, а с содержанием 0,5% U_3O_8 — 9% окислов редких земель. Известны также изолированные участки ортита с отсутствием урана, но они характерны для зон ремобилизации.

Приблизительный состав окислов редких земель следующий:

Окислы	% от общего содержания окислов редких земель
Sc_2O_3	0,006
Y_2O_3 [1]	0,3
La_2O_3	33,5
Ce_2O_3	51,5
Pr_2O_3	4,0
Nd_2O_3	9,1
Sm_2O_3	1,1
Eu_2O_3	0,05
Gd_2O_3	$< 0{,}06$ [2]
Tb_2O_3	$< 0{,}02$
Dy_2O_3	0,05
Ho_2O_3	$< 0{,}02$
Er_2O_3	0,06
Tu_2O_3	$< 0{,}02$
Yb_2O_3	0,01
Lu_2O_3	$< 0{,}01$
ThO_2	0,64

[1] Неизвлекаем.
[2] Зафиксирован.

Содержание окислов церия и лантана в большинстве образцов составляет 85% от общего содержания окислов редких земель.

Концентраты редких земель получали с самого начала эксплуатации рудника, однако извлечение около 4,4% суммы окислов редких земель. накопленных в уже существующих хвостах, до сих пор не проводилось,

Благодарности

Статья опубликована с разрешения компании Mary Kathleen Uranium Ltd. Автор благодарен геологам А. К. Скотту, А. У. Уоррену и М. Р. Уилеру за помощь в период проведения поискового бурения, давшего новую информацию, которая легла в основу данной статьи.

Список литературы

1. *Hughes F. E., Munro D. L.*, Uranium ore deposits at Mary Kathleen, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 256-263, 8th Commonwealth Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
2. *Matheson R. S., Searl R. A.*, Mary Kathleen uranium deposit, Mt. Isa-Cloncurry district, Queensland, Australia, Econ. Geol., **51**, 528-540, 1956.
3. *Whittle A. W. G.*, Contact mineralization phenomena at the Mary Kathleen uranium deposit, N. Jb. Miner. Abh., **94**, 798-830, 1960.

Рейнджер-I

Дж. Юпен, П. Фи, Р. Колвилл

Общие сведения

Урановое месторождение Рейнджер-1 расположено в пределах Северной территории Австралии, приблизительно в 225 км к востоку от Дарвина (12°40′—12°43′ ю. ш., 132°55′ в. д.).

Перспективный участок, к которому приурочена группа из шести высокоинтенсивных радиометрических аномалий (рис. 1), расположен на высоте 20 м над уровнем моря на равнине Магела в области развития падающих к востоку нижнепротерозойских сланцев, непосредственно к северу от останца плато Арнемленд, известного под названием Маунт-Брокмен. Плато сложено преимущественно песчаниками карпентария. Аномалии 1 и 3 отвечают значительным по запасам урановым месторождениям. Аномалии 2, 4, 5 и 6 детально еще не разведаны, но в пределах трех первых аномалий уже обнаружена урановая минерализация.

Климат района муссонный: сухой период начинается в мае и заканчивается в сентябре. Температура в сухой период колеблется от 19 до 33° С,

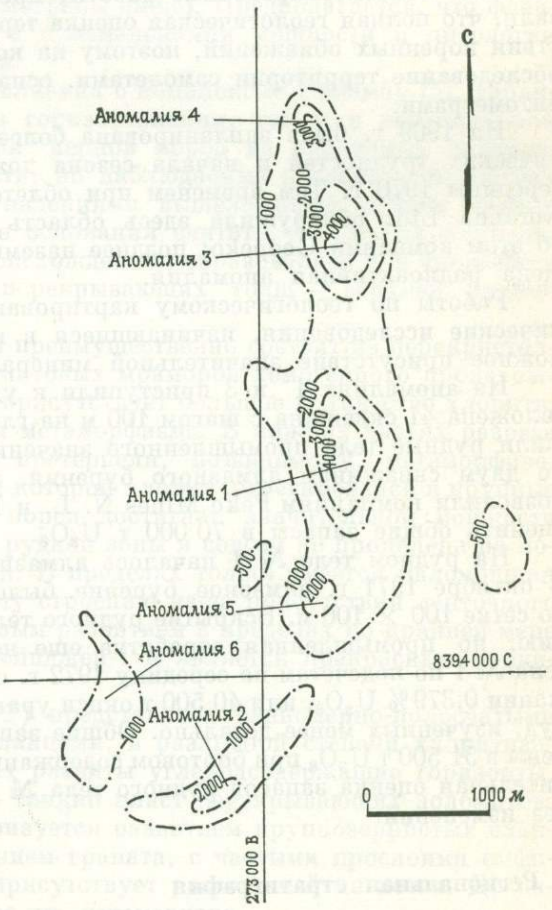


Рис. 1. Аэрорадиометрическая карта района месторождения Рейнджер-1.

G. S. Eupene, Mine Geologist, Geopeko Ltd (GL); *P. H. Fee*, *R. G. Colville*, Geologists, GL.

количество выпадающих в это время осадков ничтожно мало. Во влажный период минимальная температура 23° С, максимальная 40° С. Среднее годовое количество осадков составляет 140,7 см.

Зеркало грунтовых вод находится на глубине 15 м ниже поверхности земли в сухой период и у самой поверхности во влажный.

Коренные обнажения в пределах описываемого района чрезвычайно редки, поскольку оба рудных тела расположены в пределах низких предгорных равнин, поверхность которых сложена песком, глиной и гидроокислами железа (феррикрет). Неминерализованные «роговики» обнажаются к западу от рудных тел № 1 и 3 и падают на восток под углом 55°. Песчаники обнажаются к западу от рудного тела № 3. К северу, югу и востоку от месторождения Рейнджер-1 аналогичные песчаники слагают крутой уступ.

Интерес к данной территории возник после того, как Бюро минеральных ресурсов опубликовало в середине 1968 г. карту района Катерин — Дарвин масштаба 1 : 500 000, на которой было показано, что кристаллические породы, перекрытые нижнепротерозойскими стратифицированными толщами, представляют собой скорее архейский фундамент, а не интрузию протерозойского возраста [3].

Геологическая структура оказалась, по-видимому, аналогичной структуре района Рам-Джангл. В 1968 г. разведку возглавила компания Geopeko Limited. Рекогносцировочные работы, проведенные в конце 1968 г., показали, что полная геологическая оценка территории невозможна из-за отсутствия коренных обнажений, поэтому на конец 1969 г. было запланировано обследование территории самолетами, оснащенными спектрометрами и магнитометрами.

На 1969 г. была запланирована более детальная разведка. Из-за технических трудностей и начала сезона дождей полеты были отложены до середины 1970 г. Тем временем при облете смежной территории компания Noranda Ltd. обнаружила здесь область высокой радиации и сообщила об этом компании Geopeko; позднее наземным отрядом здесь была обнаружена радиоактивная аномалия.

Работы по геологическому картированию, радиометрические и геохимические исследования, начинавшиеся в начале 1970 г., указали на возможное присутствие значительной минерализации.

На аномалиях 1 и 3 приступили к ударно-канатному бурению. Была заложена 41 скважина с шагом 100 м на глубину до 100 м, которые обнаружили рудные тела промышленного значения. Эти данные, а также данные по двум скважинам алмазного бурения, пройденным в октябре 1970 г., позволили компаниям Peko Mines N. L. и Electrolytic Zinc Co. of Australia оценить общие запасы в 70 000 т U_3O_8.

На рудном теле № 1 началось алмазное бурение по сетке 50 × 50 м. В октябре 1971 г. алмазное бурение было начато и на рудном теле № 3 по сетке 100 × 100 м. Вскрытие рудного тела № 1 приближалось к завершению, но промышленная отработка еще не была начата. Запасы рудного тела № 1 по подсчетам на середину 1972 г. составили 10 687 000 т при содержании 0,379% U_3O_8, или 40 500 т окиси урана; кроме того, учтено 4 569 000 т руд, изученных менее детально. Общие запасы рудного тела были установлены в 51 500 т U_3O_8 при бортовом содержании U_3O_8, равном 0,068%. Предварительная оценка запасов рудного тела № 3 в 31 000 т U_3O_8 пока остается без изменений.

Региональная стратиграфия

Геологическое картирование, выполненное Бюро минеральных ресурсов в районе Аллигейтор-Ривер [1, 4, 5], показало, что породы, развитые в окре-

стностях месторождения Рейнджер-1, относятся к нижнепротерозойской группе Саут-Аллигейтор. Последующее картирование существенно не изменило такой интерпретации. Авторы данной работы рассматривают эти осадочные породы как фациальные аналоги формации Кулпин и алевролитов Фишер-Крик (Нидхем, личное сообщение). Разгнейсованные кристаллические сланцы и амфиболиты комплекса Нанамбу, по-видимому, залегают согласно с нижней рудной толщей (см. ниже) и поэтому могут рассматриваться как составная часть геосинклинали Пайн-Крик. Главные стратиграфические подразделения нижнего протерозоя приведены в табл. 1.

Рудные тела либо выходят на поверхность, либо располагаются близко к современной поверхности, которая четко совпадает с несогласием в основании карпентария. Перекрывающие формация Комболги и группа Катерин-Ривер на данном участке обнажаются примерно в 3 км к югу от рудного тела № 1, где располагается современный уступ (рис. 2).

Региональная структура района месторождения относительно проста. Нижнепротерозойские осадочные породы имеют примерно северное простирание и падают под различными углами на восток. Зона главного разлома пока не выявлена, хотя направление существующих нарушений, по-видимому, совпадает с направлением трещин в породах карпентария. Отличительной чертой зоны минерализации является наличие разломов и нарушений местного порядка (они будут рассмотрены ниже). Предполагается, что флексуры связаны не с тектоникой, а с изменениями мощности и литологии в пределах нижней рудной толщи.

Толща лежачего бока, сопоставляемая с комплексом Нанамбу [5], характеризуется изменчивостью как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении. При сопоставлении кернов пород из различных скважин возникают определенные трудности, но наблюдаемые в сланцах и гнейсах падения обычно согласуются с падениями вышележащей рудной толщи. Существуют достаточно серьезные основания считать, что толща лежачего бока, мигматитовая по своему происхождению, образовалась при анатексисе осадков, сходных с осадками перекрывающих толщ — верхней рудной и висячего бока.

Нижняя рудная толща (*НРТ*) преимущественно состоит из перекристаллизованных магнезитовых и доломитовых мраморов хемогенного происхождения. В верхних частях разреза присутствует большое количество хлорита, образовавшегося скорее всего при метаморфизме. В нижних частях разреза некоторые карбонатные породы претерпели, по-видимому, метаморфическую перекристаллизацию, в ходе которой хлорит сегрегировался в крупные скопления. Толща карбонатных пород достигает значительной мощности на востоке, утоняется в пределах рудной зоны и совсем не проявлена на поверхности из-за окремнения пород. В пределах толщи имеется маломощная пачка сланцев, отличная по своему строению из-за присутствия ленточного хлорита. Она пользуется устойчивым развитием в пределах по крайней мере северной части месторождения Рейнджер-1 и является прекрасным маркирующим горизонтом.

Верхняя рудная толща (*ВРТ*) представлена равномерно-полосчатыми биотит-кварц-полевошпатовыми сланцами, в различной степени хлоритизированными. В отдельных участках развиты углеродсодержащие горизонты. В некоторых скважинах подсечен тонкий пласт перекрывающих доломитов.

Толща висячего бока характеризуется развитием крупнозернистых сланцев, местами с высоким содержанием граната, с частыми прослоями амфиболитов. В некоторых участках присутствует рассеянный магнетит. До настоящего времени кровля разреза не установлена.

Обычно образования нижнего протерозоя интрудированы грубозернистыми кварц-полевошпат-турмалиновыми пегматитами и дайками оливино

Таблица 1

Разрез протерозоя района месторождения Рейнджер-1

Возраст	Литология	Мощность, м	Описание
Карпентарий (?)	Дайки долеритов	1—30	Дайки тонкозернистых долеритов
Карпентарий	*Формация Комболги*	~ 200	Несогласно залегающие базальные конгломераты, мелкозернистые до среднезернистых кварцевые песчаники
Несогласие			
Нижний протерозой/ранний карпентарий (?)	Дайки пегматитов	1—100	Средне- до грубозернистых турмалин-кварц-мусковит-микроклиновые пегматиты
Нижний протерозой	*Толща висячего бока*	?	
	Амфиболиты	1—40	Почти согласные тонкозернистые зеленые роговообманковые кристаллические сланцы, содержащие немного кварца и полевого шпата
	Полевошпатовые сланцы	Изменчивая	Кристаллические сланцы со сростками кварца и щелочного полевого шпата, с листочками серицита и (или) биотита; иногда присутствуют гранаты
	Крупнозернистые слюдяные сланцы	Изменчивая	Крупнозернистые серицит-хлоритовые кристаллические сланцы с подчиненным количеством кварца, полевого шпата и амфибола; присутствует рассеянный магнетит
	Верхняя рудная толща (ВРТ)	~ 150	Преимущественно биотит-кварц-полевошпатовые кристаллические сланцы
	Верхний слой карбонатных пород	Выклинивающаяся	Доломитовые мраморы с различной величиной зерен
	Верхние рудные сланцы недифференцированные	~ 150	Биотит-полевошпат-кварцевые кристаллические сланцы; переменные количества серицита. Для минерализованных разностей дается более дробное подразделение. Иногда углеродсодержащие
	Нижняя рудная толща (НРТ)	200—250	Преимущественно доломитовые мраморы
	Слой разлистованных хлоритизированных карбонатных пород	~ 60	Тонкозернистые метаморфизованные доломиты, листочки хлорита
	Линзовидные сланцы	~ 10	Хлорит-серицитовые кристаллические сланцы; характерны линзы хлорита
	Слой перекристаллизованных карбонатных пород	~ 150	Массивные, тонко- до среднезернистых, местами разлистованные магнезит-доломитовые породы с линзами талька и тремолита
	Толща лежачего бока (Граниты Нанамбу)	?	Мигматизированные сланцы и гнейсы
	Сланцы лежачего бока	Изменчивая	Кварц-слюдяные сланцы
	Гнейсы лежачего бока	Изменчивая	Серицит-кварцевые гнейсы со щелочным полевым шпатом
	Очковые гнейсы	Изменчивая	Биотит-кварц-полевошпатовые гнейсы
	Амфиболиты	До 30	Флогопит-роговообманковые амфиболиты

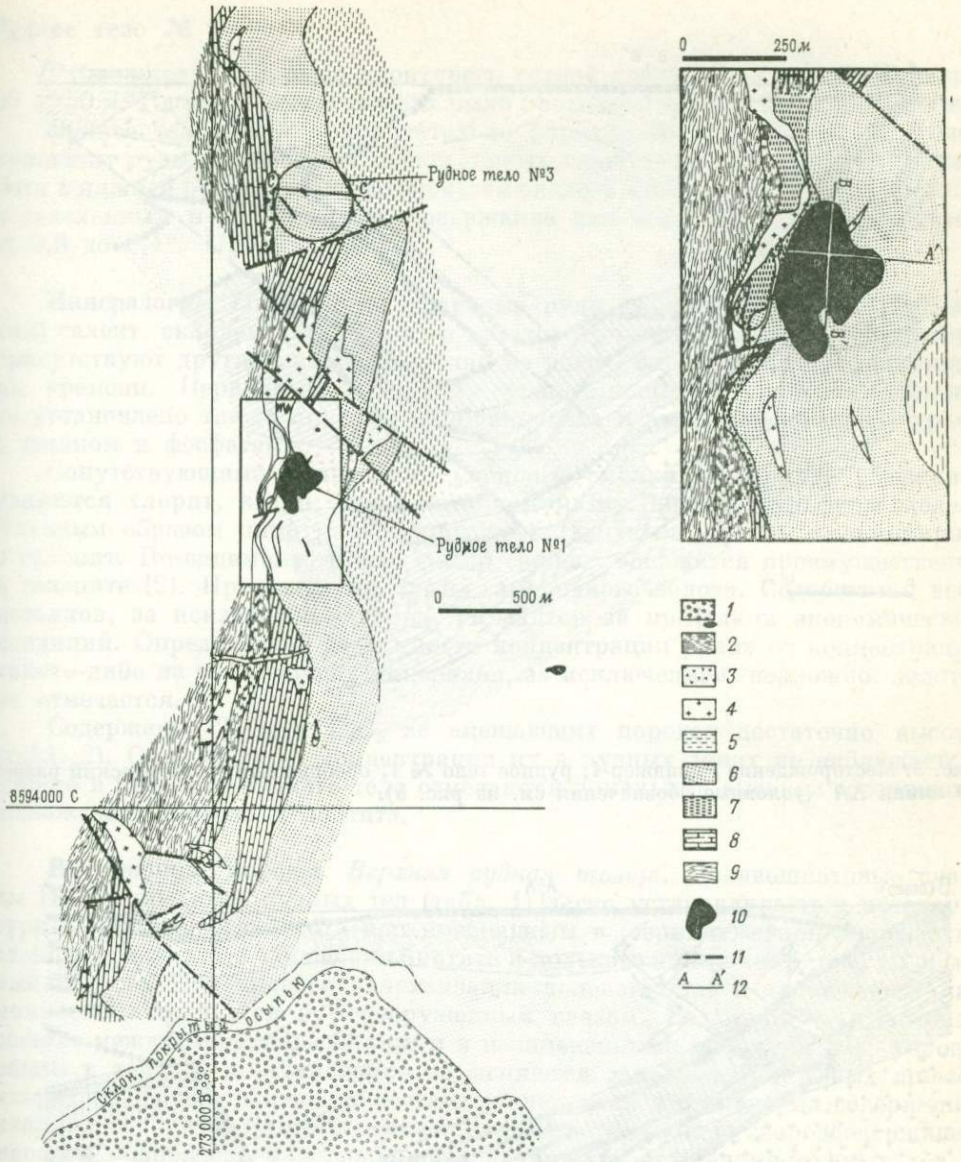


Рис. 2. Геологическая карта района месторождения Рейнджер-1.

1 — формация Комболги; *2* — зона нарушения лежачего бока; *3* — долериты; *4* — пегматиты, пегматоиды; *5* — сланцы висячего бока; *6* — верхние рудные сланцы; *7* — нижние рудные роговики; *8* — перекристаллизованные карбонатные породы; *9* — сланцы и гнейсы лежачего бока; *10* — выход рудных тел на поверхность; *11* — разломы; *12* — положение геологических разрезов (на врезке).

вых долеритов, иногда серпентинизированных за пределами рудной зоны, но всегда хлоритизированных в ее пределах. Долериты содержат рассеянный ильменит. Они рассматриваются в качестве интрузий, относящихся по возрасту к карпентарию.

Наблюдаемая в пределах рудной зоны степень метаморфизма нижнепротерозойских образований находится между верхами зеленосланцевой и низами амфиболитовой фации.

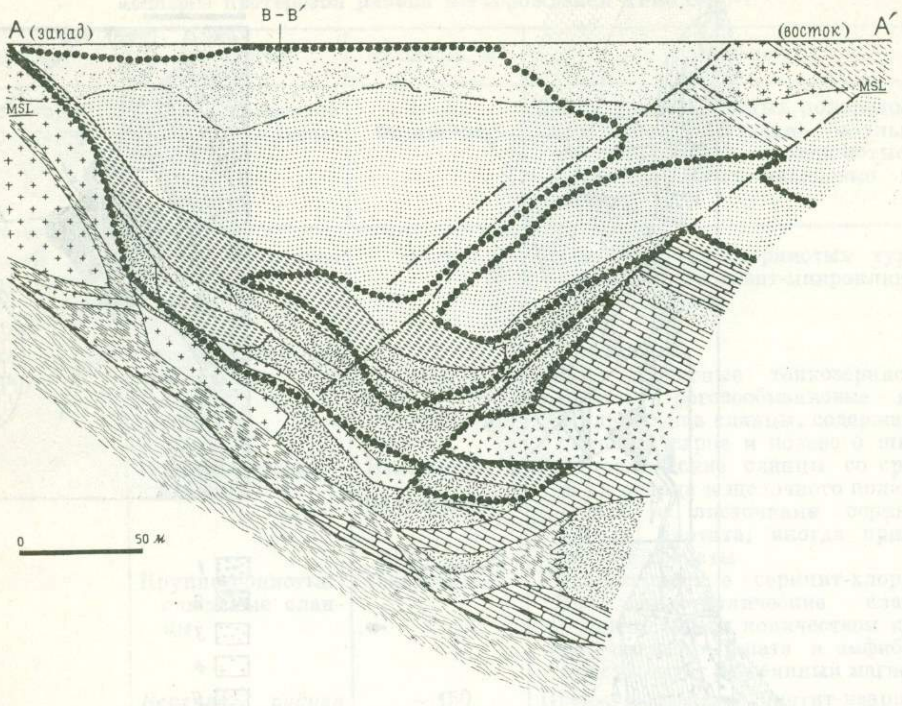


Рис. 3. Месторождение Рейнджер-1, рудное тело № 1, обобщенный геологический разрез по линии AA′ (условные обозначения см. на рис. 5).

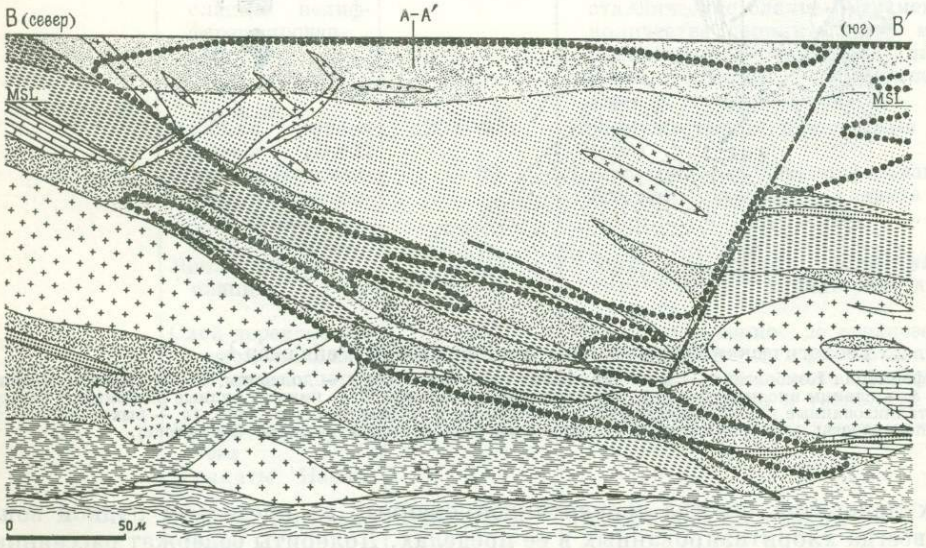


Рис. 4. Месторождение Рейнджер-1, рудное тело № 1, обобщенный геологический разрез по линии BB′ (условные обозначения см. на рис. 5).

Рудное тело № 1

Рудное тело № 1 было оконтурено сеткой скважин алмазного бурения 50 × 50 м. На отдельных участках было проведено более детальное бурение.

Рудное тело имеет приблизительно форму чаши (рис. 2, 3, 4). Более половины руды заключено в неокисленных сланцах верхней рудной толщи, хотя в нижней рудной толще содержатся около 4 млн. т руды и около 2 млн. т в окисленных рудах. Среднее содержание для всех типов руд колеблется от 0,3 до 0,4% U_3O_8.

Минералогия. Окисленные урановые руды содержат (в порядке убывания) салеит, склодовскит, гуммит и метаторбернит. В меньших количествах присутствуют другие минералы, точно не идентифицированные к настоящему времени. Первичным минералом урана является урановая смолка, но установлено также присутствие браннерита и аморфной смеси (?) урана с титаном и фосфатами.

Сопутствующими минералами урановой смолки (в порядке убывания) являются хлорит, кварц, окись титана, гематит, апатит, сульфиды железа (главным образом пирит), сульфиды меди (главным образом халькопирит) и галенит. По-видимому, радиогенный свинец содержится преимущественно в галените [2]. Присутствуют следы самородного золота. Содержания всех металлов, за исключением урана, находятся за пределами экономических кондиций. Определенной зависимости концентрации урана от концентрации какого-либо из акцессорных минералов, за исключением, возможно, золота, не отмечается.

Содержание TiO_2 и P_2O_5 во вмещающих породах достаточно высоко (табл. 2). Определенной концентрации их в рудных зонах не наблюдается, однако в пределах рудного тела отмечаются локальные высокие содержания лейкоксена, анатаза и апатита.

Вмещающие породы. *Верхняя рудная толща.* Полевошпатовые сланцы ВРТ в пределах рудных тел (табл. 1) легко устанавливаются по структурным особенностям, хотя они превращены в (серицит)-кварц-хлоритовые сланцы в результате замещения биотита и полевого шпата хлоритом. Необычный сам по себе процесс хлоритизации полевого шпата наблюдается как микроскопически, так и невооруженным глазом. Различия в химическом составе между минерализованными и неизмененными породами ВРТ хорошо видны в табл. 2 и обоснованно объясняются замещением полевых шпатов хлоритом. Другое изменение состава заключается в увеличении содержания кварца и серицита. Ближе к основанию ВРТ встречаются углеродсодержащие прослои с пиритом; они слабо радиоактивны за пределами рудных тел.

Нижняя рудная толща представлена в основном карбонатными породами с тонкими прослоями сланцев (табл. 1). Несмотря на то что линзовидные сланцы НРТ (рис. 3, 4) прослеживаются в пределах рудных тел, карбонатные породы в зоне минерализации отсутствуют. Сам разрез гораздо менее мощен в пределах зоны минерализации, чем вне ее, и представлен только пачками сланцев, хлоритизированных пород и мелкозернистых кремнистых сланцев (роговиков). В переходной зоне между роговиками и карбонатными породами наблюдается замещение роговиками. Протяженность пачек линзовидных сланцев и следы замещения позволяют предположить, что роговики в целом образовались в результате замещения карбонатных пород. Силикатный материал роговиков тонкозернистый и плотный, и они отличаются от пород района Катерин — Дарвин, образовавшихся в результате окремнения карбонатных пород в поверхностных условиях. Причины колебания мощности НРТ неясны; возможно, оно связано с образованием роговиков

Таблица 2

Результаты силикатного анализа (%) некоторых пород и руд района месторождения Рейнджер-1 по данным Австралийской лаборатории по развитию добычи минеральных ресурсов

	1	2	3	4	5
SiO_2	66,2	60,5	60,0	50,2	71,8
Al_2O_3	15,9	13,7	13,0	15,1	15,8
Fe_2O_3	3,7	5,3	5,3	9,7	0,6
CaO	2,3	0,19	1,05	1,05	0,46
MgO	2,8	10,5	10,3	13,4	1,4
Na_2O	1,95	0,04	0,06	0,07	1,94
K_2O	4,4	1,4	1,35	1,15	5,45
MnO	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02
TiO_2	0,51	0,45	0,45	0,59	0,03
P_2O_5	0,16	0,18	0,33	0,40	0,24
Cr_2O_3	$< 0,1$	$< 0,1$	$< 0,1$	$< 0,1$	$< 0,1$
V_2O_5	$< 0,05$	$< 0,05$	$< 0,05$	$< 0,05$	$< 0,05$
Потери при прокаливании	1,96	6,34	6,75	7,39	1,87
Сумма	99,9	98,6	98,7	99,0	99,6

1. Неизмененный (серицит)-биотит-кварц-полевошпатовый сланец из верхней рудной толщи. Усредненная проба с интервала 95—135 м, Рейнджер-1, DDH S1/84.
2. Измененный темно-зеленый (серицит)-кварц-хлоритовый сланец с рудой из верхней рудной толщи. Усредненная проба по многим скважинам в пределах рудного тела № 1, Рейнджер-1.
3. Измененный, слабо углеродистый кварц-хлоритовый сланец с рудой из верхней рудной толщи. Усредненная проба по многим скважинам в пределах рудного тела № 1, Рейнжер-1.
4. Интрузивная хлоритовая рудная порода из нижней рудной толщи. Усредненная проба по многим скважинам в пределах рудного тела № 1, Рейнджер-1.
5. Пегматит, слегка хлоритизированный. Усредненная проба с интервала 140—160 м, Рейнджер-1, DDH S1/84.

поскольку между этими явлениями наблюдается пространственная связь (рис. 3).

Хлоритовые породы в пределах НРТ содержат большую часть урановой минерализации. Хлорит встречается в виде жил, колеблющихся по мощности от 1 мм до 10 м и более. Жилы хлорита содержат угловатые обломки сланцев и роговиков и выполняют трещины в этих породах. Хлорит преимущественно представлен пеннином; он содержит различные количества рассеянного гематита, TiO_2, апатита и урановой смолки. Для некоторых хлоритовых зон характерны тектонические нарушения, но большая часть хлорита слабо раскристаллизована и не несет следов деформаций и метаморфизма. Хлорит рассматривается в качестве жильного минерала гидротермального происхождения, хотя по внешнему виду он напоминает хлорит замещения, развитый в ВРТ. Поскольку к хлоритовым породам приурочена почти вся урановая минерализация, хлорит принято считать продуктом дегидратации минерализующих растворов.

Интрузивные породы. В табл. 1 указаны два интрузивных события: образование пегматитов, совпадающее во времени с общим метаморфизмом толщи, и внедрение долеритов, имевшее место в карпентарии.

Полагают, что пегматиты образовались при ремобилизации в процессе анатексиса первичных пород с превращением их в гнейсы лежачего бока.

В пределах рудных тел полевой шпат в них полностью хлоритизирован. Обычно они не минерализованы; исключение представляют зоны нарушения и вторичные рудные зоны.

Долериты в пределах рудных тел полностью хлоритизированы. Они светлее хлоритовых пород из-за перехода ильменита в лейкоксен. В отличие от пегматитов они обнаруживают явные следы проникновения и интрузивных контактов с жилами хлорита; следовательно, долеритовые дайки внедрились позже образования хлоритовых жил. Дайки долеритов минерализованы только в зонах дробления.

Зона нарушения лежачего бока. Между НРТ и гнейсами лежачего бока существует крупная зона нарушения (рис. 3, 4). Эта зона содержит ориентированные обломки пород боковых стенок, заключенные в частично сцементированной горной муке. В восточном направлении мощность зоны нарушения уменьшается, и в некоторых восточных скважинах она отсутствует (рис. 3). Гнейсы лежачего бока ниже зоны нарушения местами неравномерно хлоритизированы.

Рудное тело № 3

Рудное тело № 3 до сих пор еще полностью не оконтурено, и о нем мы располагаем значительно меньшим объемом информации. На обобщенном

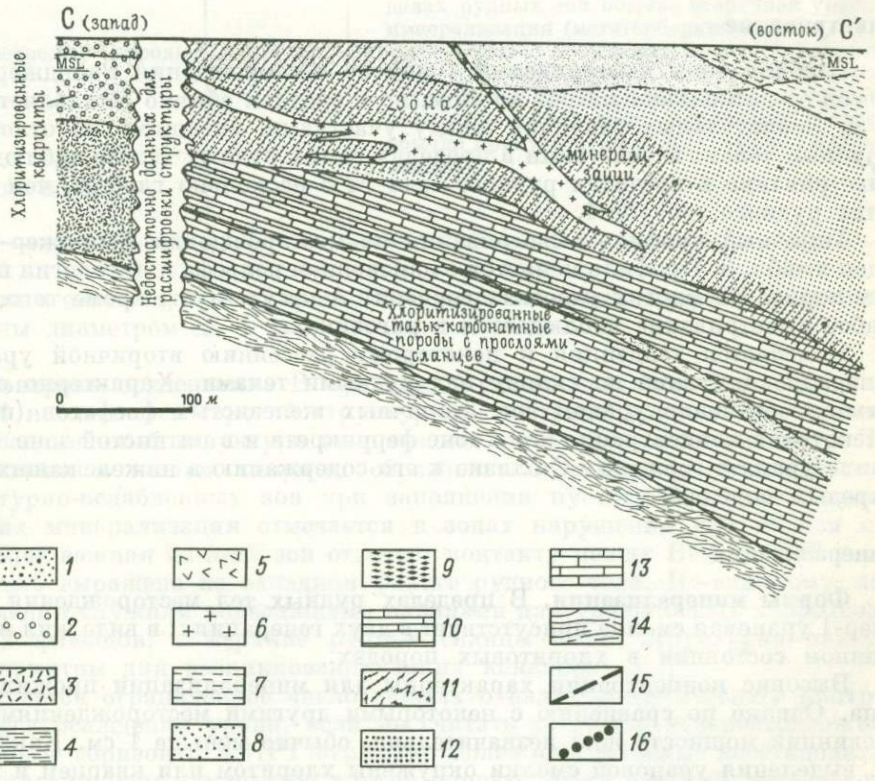


Рис. 5. Месторождение Рейнджер-1, рудное тело № 3, обобщенный геологический разрез по линии CC′.

1 — зона поверхностного окисления; *2* — формация Комболги; *3* — хлоритовые породы; *4* — зона нарушения лежачего бока; *5* — долериты; *6* — пегматиты, пегматоиды; *7* — сланцы висячего бока; *8* — верхние рудные сланцы; *9* — нижние рудные роговики; *10* — хлоритизированные карбонатные породы; *11* — линзовидные сланцы; *12* — прочие нижние рудные сланцы; *13* — перекристаллизованные карбонатные породы; *14* — сланцы и гнейсы лежачего бока; *15* — разломы; *16* — приблизительные контуры рудных тел.

разрезе (рис. 5) видно его достаточно близкое сходство в отношении геологии и распределения руд с рудным телом № 1. Степень обогащения здесь, по-видимому, несколько ниже. Большая часть руды приурочена к ВРТ, причем наиболее богатая минерализация локализуется в основании толщи. Роговики, преобладающие в НРТ рудного тела № 1, здесь развиты не столь широко, хотя на контакте между ВРТ и НРТ имеется маломощная зона роговиков. В некоторых скважинах на западном окончании рудного тела НРТ представлена роговиками и хлоритовыми породами, как и в районе рудного тела № 1. При бурении на самом западном окончании рудного тела № 3 были обнаружены частично окварцованные и хлоритизированные песчаники (рис. 5). Поскольку песчаники не метаморфизованы и неизвестны в разрезе нижнего протерозоя данного района, они, возможно, представляют собой опущенный по сбросу блок пород формации Комболги.

Геологически важная зона с аномальным содержанием урана обнаружена у основания НРТ, где развиты хлоритовые жилы, в брекчированных карбонатных породах. Эта зона находится приблизительно в 300 м ниже современной поверхности и в 600 м вниз по падению от поверхности. По-видимому, она не связана с верхними зонами рудной минерализации. Ее существование должно учитываться при объяснении генезиса месторождения.

При бурении в районе рудного тела № 3 было подсечено очень мало даек долеритов.

Выветривание

Глубина зоны выветривания в районе месторождения Рейнджер-1 меняется от нескольких метров до 35 м, но в среднем обычно составляет около 18 м. Значительных различий между участками, внешними по отношению к рудным телам, и участками в пределах самих рудных тел не наблюдается. Выветривание в пределах рудного тела № 3 несколько глубже, чем в пределах рудного тела № 1.

Типичный профиль выветривания на месторождении Рейнджер-1 приведен в табл. 3. Профиль меняется с изменением рельефа и литологии первичных пород. Во многих участках горизонт А отсутствует; кроме того, очень слабое выветривание наблюдается в роговиках.

Намечается тенденция к некоторому рассеянию вторичной урановой минерализации вниз по склону над рудными телами. Характерно относительное обеднение ураном зон вторичных железистых фосфатов (паллид) и некоторая концентрация его в зоне феррикрета и в пятнистой зоне. Содержание урана в горизонте С близко к его содержанию в нижележащих невыветрелых породах.

Минерализация

Формы минерализации. В пределах рудных тел месторождения Рейнджер-1 урановая смолка присутствует в двух генерациях: в виде жил и в рассеянном состоянии в хлоритовых породах.

Высокие концентрации характерны для минерализации прожилкового типа. Однако по сравнению с некоторыми другими месторождениями этой провинции мощность жил незначительна, обычно меньше 1 см. Как правило, выделения урановой смолки окружены хлоритом или кварцем и хлоритом. Большая часть руд прожилкового типа приурочена к волосяным трещинкам, где сажистая урановая смолка покрывает плоскости полосчатости и отдельности.

Рассеянная в хлорите урановая смолка может быть представлена частицами различной величины: микроскопические частицы диаметром около 5 мкм распространены в прожилках хлорита и листочках замещенного

Таблица 3

Типичный профиль выветривания на месторождении Рейнджер-1

Почвенные горизонты	Мощность, м	Описание
А — верхний слой почвы	0—0,75	Светло-серая песчаная почва с низким содержанием органики; в основании появляются железистые пизолиты
В — феррикрет	0—2	Округлые пизолитовые нодули гидроокислов железа, угловатый полупрозрачный кварц, сцементированный твердой красновато-бурой железистой глинкой; феррикрет может быть слабо консолидированным и содержать незначительную урановую минерализацию
B_1 — пятнистая зона	До 8	Пятнистая красновато-бурая и белая песчаная глина, содержащая обломочные зерна кварца и чешуйки серицита; иногда заметна вторичная урановая минерализация
B_2 — зона паллид	До 8	Тусклая желто-бурая глина; обычно присутствует серицит и тонкозернистый кварц; контуры остаточных структур подчеркиваются окислами железа; часто имеются признаки, указывающие на характер первичных пород; в пределах рудных тел обычна вторичная урановая минерализация (метаторбернит, салеит)
С — выветрелые породы	До 20	Горизонт связан постепенными переходами с предыдущей зоной паллид; измененные породы, сохранившие минеральный состав и структуру исходных пород; вдоль нарушений и трещин обычно присутствуют салеит, гуммит и окислы железа
Коренные породы		

хлорита в сланцах; в некоторых более мощных жилах хлорита встречаются сферулы диаметром до 1 см.

Контроль оруденения. В пределах рудных тел месторождения Рейнджер-1 наблюдается строгий структурный контроль урановой минерализации, подчиненный структуре вмещающих пород. Урановая смолка в НРТ приурочена к жилам хлорита, образовавшимся преимущественно вдоль структурно-ослабленных зон при заполнении пустот. В верхних рудных сланцах минерализация отмечается в зонах нарушения или вблизи них. Наиболее важная из этих зон отвечает контакту между ВРТ и НРТ и максимально выражена на западном фланге рудного тела. По-видимому, зоны нарушения служили подводящими каналами для урапоносных хлоритсодержащих флюидов, а верхние рудные сланцы были структурно наиболее благоприятны для возникновения таких каналов.

Имеется ограниченное число данных о наличии химического контроля процесса осаждения урана, если не считать того, что углеродсодержащие пиритовые горизонты в НРТ отражают более определенные восстановительные условия, чем какие-либо другие породы. Хотя главный углеродсодержащий прослой располагается в основании ВРТ и является наиболее отчетливой минерализованной зоной, прямой корреляции между урановой минерализацией и концентрациями пирита или углерода не наблюдается. Максимальные количества руды находятся стратиграфически выше и ниже углеродсодержащих горизонтов, а в некоторых случаях располагаются на расстоя-

нии десятков метров от них. Прямой химический контроль осаждения привел бы к формированию более ограниченных богатых рудой линз, тесно связанных с вмещающими осадочными породами.

Возрастные взаимоотношения. Урановая минерализация на месторождении Рейнджер-1 моложе метаморфизма и внедрения пегматитов.

Рудоносные хлоритовые жилы обнаруживают неявную связь с дайками долеритов. Такую связь можно объяснить, если предположить, что внедрение даек в породы, вмещающие рудные тела, происходило во время процесса минерализации. Поскольку они не могут рассматриваться в качестве возможного источника урана и практически полностью отсутствуют в пределах рудного тела № 3, эти дайки скорее всего внедрялись в тот же период геологической активности, в который формировались рудные тела.

В результате бурения на западном фланге рудного тела были подсечены хлоритизированные и окварцованные песчаники, относящиеся, по-видимому, к формации Комболги. Опущенные по сбросу песчаники формации Комболги тесно ассоциируются с некоторыми другими недавно открытыми месторождениями района. Кроме того, компания Pancontinental Mining Limited объявила об обнаружении урановой минерализации прожилкового типа в валунах формации Комболги. По-видимому, в районе месторождения Рейнджер-1 осадки формации Комболги накапливались и перекрывали нижнепротерозойские породы одновременно с формированием рудных тел; при этом в песчаниках формировались структуры, благоприятные для локализации рудной минерализации.

Генезис руд

Урановая минерализация является эпигенетической. Главным нерешенным вопросом остается вопрос об источнике урана и характере рудных концентраций в месторождении — гипогенном или гипергенном.

В пределах рудных тел месторождения Рейнджер-1 наблюдается ассоциация урановой минерализации с проявлениями магниевого метасоматоза. Это выражается как в появлении ореолов хлоритизации вокруг рудных тел, так и в превращении обычно доломитовых пород нижней рудной толщи в магнезитовые.

Минеральные парагенезисы урановой смолки и отсутствие явного химического контроля осаждения урана со стороны грунтовых вод, по-видимому, исключают в качестве возможных источников урана песчаники перекрывающей формации Комболги или непосредственные продукты выветривания нижнепротерозойских сланцев и гнейсов. Большинство геологов, работающих сейчас на месторождении, придерживаются гипотезы гипогенного источника урана. Урановые аномалии на глубине в пределах карбонатных пород нижней рудной толщи, возможно, обусловлены ураном, выпавшим из рудоносных растворов на их пути к более благоприятным структурам наверху; кроме того, они могут представлять собой результат мобилизации и локальной концентрации сингенетичного урана.

Существует, по-видимому, эффект локализации руды, связанный с окварцеванием карбонатной толщи преимущественно в пределах рудного тела № 1 и в меньшей степени в пределах рудного тела № 3. Этот процесс привел, вероятно, к сокращению мощности НРТ, в связи с чем намечается тенденция рассматривать зоны нарушения в верхних рудных сланцах (зона нарушения лежачего бока), а также другие следы нарушений как результат проседания НРТ в пределах зоны минерализации. Хотя подобный механизм, возможно, упрощает картину, наблюдаемую в пределах рудного тела № 3, и, конечно, не является единственным механизмом структурной локализации

урановой минерализации в данном районе, он тем не менее объясняет большинство имеющейся к настоящему времени информации по месторождению Рейнджер-1.

Благодарности

Разрешение на публикацию данной статьи дано компанией Participants' Committee of the Peko Mines N. L./Electrolytic Zinc Co. of Australasia Joint Venture. Авторы благодарят Participants' Committee за финансирование тематических геологических исследований (сверх необходимых для выявления руд). Большая часть петрографической и минералогической работы была выполнена г-ном Х. У. Фандером из Аделаиды, который не всегда был согласен с выводами, сделанными в данной работе. Мы в долгу перед многими геологами за их интерес и вклад в проблему генезиса этих месторождений.

Список литературы

1. *Dunn P. R.*, Alligator River, N. T., 1:250 000 Geological Series, Explan. Notes, Bur. Miner, Resour. Geol. Geophys. Aust., SD/53-1, 1962.
2. *Hills J. H.*, *Richards J. R.*, Radiogenic lead in North Australian galenas, Nature, **241**, 18-19, 1973.
3. *Ryan G. R.*, Rager 1: a case history; in Uranium Prospecting Handbook, Inst. Min. Metall., London, 296-300, 1972.
4. *Walpole B. P.*, Mount Evelyn, N. T., 1:250 000 Geological Series, Explan. Notes. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., SD/53-5, 1962.
5. *Walpole B. P.*, *Crohn P. W.*, *Dunn P. R.*, *Randal M. A.*, Geology of the Katherine-Darwin Region, N. T., Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 82, 1968.

Кунгарра

М. Фой, К. Педерсон

Общие сведения

Урановое месторождение Кунгарра находится в районе Аллигейтор-Ривер, Северная территория, в 225 км к юго-востоку от Дарвина (12°52′ с. ш., 132°50′ в. д.). Район, в пределах которого расположено месторождение, характеризуется слабо наклонной поверхностью, уходящей под песчаники, образующие юго-восточный уступ скалистого останца горы Брокмен. Этот останец плато Арнемленд, западный уступ которого находится в 10 км к востоку от Кунгарры, поднимается на высоту от 200 до 300 м над открытой залесенной равниной. Район дренируется несколькими небольшими сезонными потоками, впадающими в западные постоянные притоки главной дренажной системы Нурланги-Крик, расположенной примерно в 7 км к западу. Зеркало грунтовых вод на месторождении в летний дождливый период обычно располагается в 2—3 м от поверхности, а в сухие зимы оно может опускаться на глубину до 7 м.

Месторождение было обнаружено в июле 1970 г. компанией Noranda Australia Limited при наземном изучении аномалий, выявленных при аэроспектрохимических исследованиях в 1969 г. Последующее бурение выявило

M. F. Foy, District Geologist, Noranda Australia Ltd. (NAL); *C. P. Pederson*, Senior Geologist, NAL.

зону урановой минерализации, протягивающуюся в северо-восточном направлении более чем на 650 м. Ниже зоны выветривания, обычно прослеживающейся на глубину до 30 м, расположена зона первичной минерализации, образующая удлиненный клин, падающий под углом 55° на северо-восток. Истинная ширина клина достигает примерно 30 м в кровле невыветрелой зоны; в 100 м ниже поверхности он, по-видимому, выклинивается. Исключение составляет северо-восточный фланг, где рудная минерализация была подсечена на глубине более 150 м.

Геология

Ниже дано краткое описание региональной стратиграфии района месторождения Кунгарра.

Комплекс Нанамбу, включающий сильно выветрелые лейкократовые гранатсодержащие граниты и гнейсограниты с участием мусковит-биотитовых сланцев, обнажается к северу и западу от месторождения Кунгарра, причем ближайшее обнажение находится примерно в 5 км к северу. Согласно Смарту, метаморфизованные осадочные породы комплекса имеют раннепротерозойский возраст.

Нижнепротерозойские метаосадочные породы групп Гудпарла и Саут-Аллигейтор подстилают большую часть равнины к западу от уступа Арнемленд. Нарушенные аркозы и конгломераты группы Гудпарла обнажаются на горе Бейсдоу, приблизительно в 20 км к юго-западу от месторождения Кунгарра. Кварц-хлоритовые, кварц-слюдяные сланцы и амфиболиты, условно относимые к группе Саут-Аллигейтор, изредка обнажаются в руслах потоков между плато Брокмен и уступом Арнемленд, а также к юго-западу от Нурланги-Крик.

Метадолериты и другие основные породы, относящиеся к комплексу Заму, интрудируют более древние формации.

Граниты Джим-Джим обнажаются на площади 250 км^2 в 45 км к югу от месторождения Кунгарра. Это грубозернистые биотитовые граниты, контакт которых с нижнепротерозойскими метаосадочными породами является, по-видимому, тектоническим.

Граниты Джим-Джим перекрыты формацией Комболги, слагающей возвышенные участки плато Брокмен и Арнемленд. В районе горы Брокмен обнажаются только грубозернистые песчаники и конгломераты, в то время как восточнее уступа Арнемленд присутствуют также вулканические породы.

Большая часть низменности покрыта кайнозойскими отложениями, наиболее типичными представителями которых являются грубозернистые песчаники обломочного осыпного склона, залегающие вдоль границ уступа, и элювиальные пески. Большая часть междуречья покрыта суглинками, местами отмечаются значительные выходы латеритов. Русла главных потоков и их поймы устланы аллювиальным кварцевым песком, но во многих увлажненных районах присутствует также гумусовый материал, образовавшийся при разложении органики.

Нижнепротерозойские породы смяты в крутые складки с осями северо-восточного простирания. Они несогласно перекрыты формацией Комболги, лежащей преимущественно горизонтально или полого падающей на восток. Все докайнозойские породы разбиты крупными разломами.

Рудные месторождения

Типы пород. Урановая минерализация приурочена к нижнепротерозойским сланцам выше надвигового контакта с формацией Комболги (рис. 1, 2).

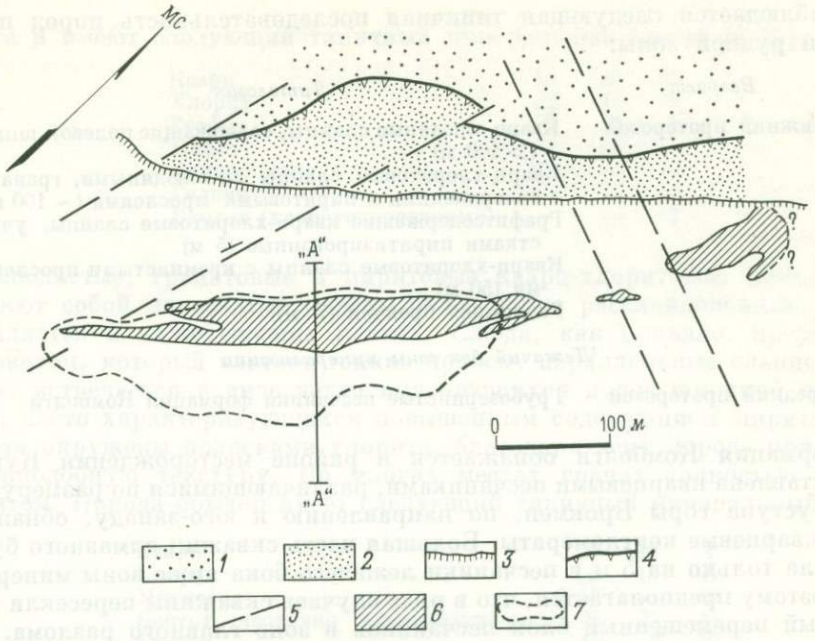


Рис. 1. План рудного месторождения Кунгарра.

Выходы формации Комболги: *1* — ненарушенные, *2* — брекчированные и фрагментированные; *3* — уступ; *4* — подошва надвига; *5* — поперечный сброс; *6* — контуры главной зоны первичных руд, спроецированные по падению на основание зоны выветривания; *7* — контуры зоны вторичных руд. МС — магнитный север.

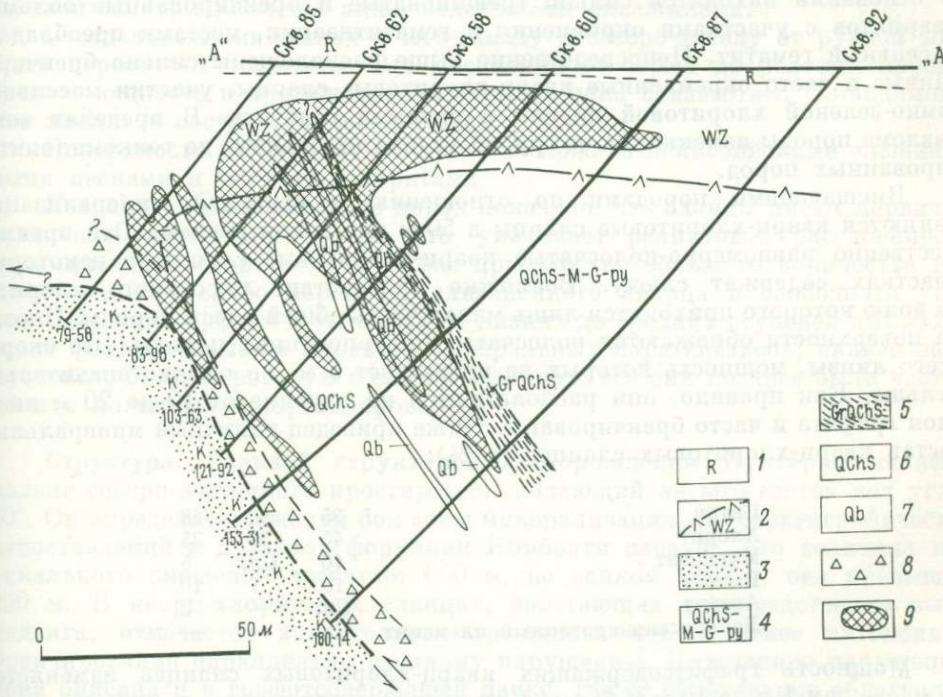


Рис. 2. Схематический разрез через рудное тело Кунгарра.

1 — реголит; *2* — зона выветривания; *3* — средний протерозой, формация Комболги; *4* — нижний протерозой, кварц-хлоритовые сланцы, мусковитизированные, гранатсодержащие и пиритизированные; *5* — графитсодержащие кварц-хлоритовые сланцы; *6* — кварц-хлоритовые сланцы; *7* — окремнелые пачки; *8* — разломная брекчия; *9* — контуры рудной зоны.

Наблюдается следующая типичная последовательность пород поперек главной рудной зоны:

Возраст	*Литология*
Нижний протерозой	Кварц-слюдяные сланцы, содержащие полевой шпат (> 100 м)
	Кварц-хлоритовые сланцы со слюдяными, гранатсодержащими и пиритовыми прослоями (~ 100 м)
	Графитсодержащие кварц-хлоритовые сланцы, участками пиритизированные (5 м)
	Кварц-хлоритовые сланцы с кремнистыми прослоями (50 м)
	Разломная брекчия (7 м)
	Лежачий бок зоны минерализации
Средний протерозой	Грубозернистые песчаники формации Комболги

Формация Комболги обнажается в районе месторождения Кунгарра и представлена кварцевыми песчаниками, различающимися по размеру зерна. Вдоль уступа горы Брокмен, по направлению к юго-западу, обнажаются также кварцевые конгломераты. Большая часть скважин алмазного бурения проникла только на 5 м в песчаники лежачего бока ниже зоны минерализации, поэтому предполагается, что в ряде случаев скважины пересекли только огромный перемещенный блок песчаников в зоне главного разлома. Ниже разлома песчаники обычно окварцованы, часто в породах присутствует хлорит, который является также главным заполнителем трещин.

В области, изученной к настоящему времени с помощью бурения, зона разломной брекчии значительно варьирует как по мощности, так и по форме. В основании находятся сильно трещиноватые и брекчированные обломки кварцитов с участками окремнения и гематитизации, местами преобладает массивный гематит. Непосредственно выше расположены сильно брекчированные и часто окремненные кварц-хлоритовые сланцы, участки массивной темно-зеленой хлоритовой породы с пятнами гематита. В пределах зоны разлома породы изменяются от грубой угловатой брекчии до тонкомилонитизированных пород.

Вмещающими породами по отношению к основной минерализации являются кварц-хлоритовые сланцы в 50 м над зоной разлома. Эти преимущественно равномерно-полосчатые кварц-хлоритовые сланцы в некоторых участках содержат слюду. Возможно присутствие массивного хлорита, на долю которого приходится лишь малая часть общей массы породы. Иногда на поверхности обнажаются полосчатые окварцованные породы. Это скорее всего линзы, мощность которых не превышает 5 м, но обычно значительно меньше. Как правило, они располагаются на глубине от 10 до 20 м ниже слоя графита и часто брекчированы. Ниже приведен типичный минеральный состав кварц-хлоритовых сланцев (в %):

Кварц	35	43	48
Хлорит	45	50	35
Мусковит	10	Сл.	5
Биотит	10	7	10
Апатит	Сл.	—	2
Лейкоксенизированный ильменит	Сл.	—	—

Мощность графитсодержащих кварц-хлоритовых сланцев изменяется от менее чем 1 м до 10 м и более. Как правило, они сильно нарушены, часто смяты в сжатые складки. Графит присутствует в виде тонких прослоев, параллельных слоистости, часто обволакивает поверхности нарушений. Породы обычно содержат небольшие, но сильно варьирующие количества

пирита и имеют следующий типичный минеральный состав (в %):

Кварц	70	50	20
Хлорит	22	47	70
Графит	7	3	3
Пирит	1	—	—
Халькопирит	Сл.	—	—
Галенит	Сл.	—	—
Биотит (хлоритизированный)	—	—	7

Слюдистые, гранатовые и пиритовые кварц-хлоритовые сланцы представляют собой полосчатые породы более тонко рассланцованные, чем это проявляется в нижележащих пачках. Слюда, как правило, представлена мусковитом, который слагает тонкие полосы, параллельные сланцеватости. Гранат встречается в виде четко выделяющихся полос шириной примерно 10 см, часто характеризующихся повышенным содержанием пирита. Зерна граната окружены полосками хлорита, благодаря чему порода приобретает очковоподобную текстуру. Во многих местах гранат полностью замещен хлоритом. Порода обычно имеет следующий типичный минеральный состав:

Кварц	10	40	1
Хлорит	5	15	8
Мусковит	50	—	40
Биотит (частично хлоритизирован)	25	35	30
Гранат	10	7	20
Сульфиды	—	3	—
Магнетит	—	—	1

Перекрывающие их полосчатые кварц-слюдяные сланцы, содержащие полевой шпат, подсечены лишь отдельными скважинами.

В отдельных скважинах к юго-западу и северо-западу от рудной зоны были пересечены доломиты. Это массивные от серых до розовых породы, точная мощность и протяженность которых пока неизвестны. По-видимому, они входят в состав сланцевой толщи.

Поверхность на глубину от 0 до 5 м сложена кайнозойскими элювиальными песками и местами латеритами.

Петрологическое изучение пород показало, что сланцы имеют первично-осадочное происхождение, на что указывает реликтовая расслоенность, напоминающая слоистость, а также присутствие большого количества гранулированного слабо перекристаллизованного кварца и свободного углерода. На метаморфизм в условиях от низких до средних ступеней амфиболитовой фации указывает характер минеральных парагенезисов, включающих мусковит, биотит, роговую обманку и гранат; все они позднее были частично или полностью хлоритизированы.

Структура. Главной структурой месторождения Кунгарра является надвиг северо-восточного простирания, падающий на юго-восток под углом 60°. Он определяет лежачий бок зоны минерализации. Из стратиграфических сопоставлений в пределах формации Комболги следует, что величина вертикального смещения достигает 600 м, во всяком случае, она превышает 200 м. В кварц-хлоритовых сланцах, залегающих непосредственно выше надвига, отмечается значительная трещиноватость и менее интенсивное брекчирование параллельно главному нарушению. Интенсивно нарушенная зона описана и в графитсодержащей пачке, где ее образование облегчалось присутствием графита.

По-видимому, как формацию Комболги, так и смежную рудную зону пересекает несколько поперечных сбросов. Они четко выявляются на аэрофотоснимках, а более мелкие смещения определяются по данным алмазного

бурения. Два из этих сбросов в пределах северной части рудной зоны, по-видимому, ограничивают безрудную зону, однако данные о контролирующем эффекте поперечных сбросов на минерализацию пока отсутствуют.

Минерализация. Урановые руды представлены первичной зоной в невыветрелых вмещающих породах, а также языком вторичной минерализации в выветрелых породах.

Первичная зона. Первичным рудным минералом является уранинит, присутствующий как в твердой кристаллической форме, так и в виде сажистой аморфной массы. Кристаллический темно-серый уранинит встречается в тонких прожилках, как параллельных, так и секущих плоскости сланцеватости. Он образует также совершенные кристаллы и гроздьевидные выделения в хлоритовом матриксе. Сажистые выделения часто обволакивают поверхности трещин. В пределах высокотемпературных рудных зон часто присутствуют пирит, отдельные зерна халькопирита и галенита, но они составляют лишь незначительную часть общей массы породы. Опробование указывает на присутствие золота.

Наиболее значительная минерализация, как правило, отмечается непосредственно ниже графитсодержащей пачки, образующей четко выраженный висячий бок в центральной и южной частях рудной зоны. По данным опробования именно в этой зоне содержание U_3O_8 нередко превышает 1%. Истинная ширина рудной зоны в основании зоны выветривания может превышать 50 м, но обычно она уменьшается с глубиной, и на глубине 100 м от поверхности рудная зона обычно выклинивается. Участки богатых руд сохраняются как по простиранию, так и по падению, особенно в местах, примыкающих к графитсодержащей пачке. Минерализация отмечается по всей толще сланцев выше брекчии лежачего бока; в направлении к северному флангу месторождения минерализация прослеживается и над графитсодержащей пачкой.

Вторичная зона. Зона вторичных руд соответствует выветрелой зоне, расположенной над зоной первичных руд, и протягивается по горизонтали в виде языка вниз по склону от зоны первичных руд на 100 м к юго-востоку. В пределах этой зоны выявлены следующие минералы:

Склодовскит $Mg(UO_2)_2(SiO_2)_2(OH)_2 \cdot 6H_2O$

Казолит $Pb(UO_2)_2(SiO_3)(OH)_2$

Ренардит $Pb(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 9H_2O$

Метаторбернит $Cu(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8-10H_2O$

Салеит $Mg(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 8-10H_2O$

Кюрит $2PbO\ 5UO_3 \cdot 4H_2O$

Кроме того, присутствует не описанный ранее свинцово-урановый фосфат. В трещинах, значительно ниже нормальной зоны выветривания, обнаружены силикаты — склодовскит и казолит.

Рудоконтролирующие факторы. Определяющим фактором структурного контроля является, по-видимому, трещиноватость, возникшая в нижнепротерозойских метаосадочных породах в связи с надвигом северо-восточного простирания. Точная роль среднепротерозойского несогласия пока неясна, но достаточно обосновано предположение, что это несогласие располагалось непосредственно выше современной поверхности земли и, таким образом, венчало месторождение.

В размещении руды большую роль играет также, по-видимому, химический контроль. Известная минерализация ограничена сильно хлоритизированными породами, большая часть урановой минерализации высокой концентрации располагается вблизи углеродсодержащего горизонта сланцев.

Благодарности

Авторы благодарят руководство компании Noranda Australia Limited за разрешение опубликовать данную статью.

Авторы высоко ценят полезные и конструктивные советы Г. К. Баттей, научного руководителя компании Noranda Australia Limited. Среди многих геологов Геологической службы этой компании, внесших значительный вклад в расшифровку геологии месторождения Кунгарра, следует отметить А. Томаса, Дж. А. Клими, Дж. П. Стьюарта, Дж. Данбье, Дж. Л. Куртиса и К. Душа.

Ябилука

Дж. Роунтри, Д. Мошер

Общие сведения

Запасы уранового месторождения Ябилука-1 составляют 1,4 млн. т руды с содержанием 0,25% U_3O_8, а запасы месторождения Ябилука-2 — 4,5 млн. т руды с содержанием 0,41% U_3O_8. Месторождение Ябилука-2 к настоящему времени оконтурено не полностью, поэтому возможно дополнительное обнаружение руд на юго-востоке. На настоящее время оба месторождения — Ябилука-1 и Ябилука-2 — содержат 22 100 т U_3O_8. (В сентябре 1974 г. запасы оценивались в 49 700 т.)

Месторождения Ябилука располагаются в пределах открытой асимметричной широтной синклинали в метаосадочных породах нижнего протерозоя. Месторождение Ябилука-1 имеет площадь 6 га и достигает максимальной мощности 35 м. Месторождение Ябилука-2, лежащее приблизительно в 500 м к востоку от месторождения Ябилука-1, занимает площадь 11 га и имеет максимальную, выявленную к настоящему времени мощность 50 м.

Месторождения Ябилука расположены в районе Ист-Аллигейтор, Северная территория, Австралия (12°30′00″ ю. ш., 132°55′30″ в. д.). Месторождения находятся примерно в 220 км к востоку от Дарвина и связаны с ним дорогами, проезжими в любую погоду.

Климат района характеризуется господством муссонных ветров с декабря по апрель и засушливым периодом с мая по ноябрь. Годовое количество осадков близко к 1400 мм. Годовое испарение составляет около 2200 мм. Максимальные дневные температуры колеблются от 31 до 36° С в течение года.

Район Ист-Аллигейтор представляет собой протяженную равнину, расположенную на высоте от 10 до 50 м над уровнем моря, с поймами, которые пересекаются многочисленными сухими руслами и водотоками. На востоке резко поднимается плато Арнемленд, максимальное превышение которого над дном равнины составляет 250 м. Месторождения Ябилука располагаются у границы уступа плато Арнемленд.

Месторождение Ябилука-1 было открыто в 1971 г. при наземной спектрометрической съемке, выполненной A. C. A. Howe Australia Pty. Ltd. по поручению Pancontinental Mining Ltd. Главная наземная радиометрическая

J. C. Rowntree, Technical Director, Pancontinental Mining Ltd. (PML), previously Managing Director, A. C. A. Howe Australia Pty. Ltd. (A. C. A. HAPL); *D. V. Mosher*, Uranium Exploration Manager, PML, previously Senior Geologist, A. C. A. HAPL.

аномалия приурочена к области развития маломощного чехла у края уступа. Средние спектрометрические показания на площади 100 × 45 м составляли 50 отсчетов/с (фоновые показатели 20 отсчетов/с). Были обнаружены и отдельные точечные аномалии такого же порядка в непосредственной близости от уступа. Последующая разведка канавами и бурением подтвердила наличие промышленного уранового месторождения.

Месторождение Ябилука-2 было обнаружено в 1973 г. при поисковом бурении с целью изучения благоприятных для оруденения вмещающих пород по простиранию к востоку от месторождения Ябилука-1. Все геохимические и геофизические проявления минерализации на месторождении Ябилука-2 были замаскированы слоем перекрывающих песчаников мощностью 20—70 м.

Геология месторождения

Региональная геология данной провинции описана Смартом и другими.

Месторождения Ябилука располагаются в нижнепротерозойских метаосадочных породах формаций Кулпин и Фишер-Крик. На месторождении Ябилука-1 эти породы обнажаются в эрозионном окне, ограниченном на северо-востоке песчаниками и конгломератами перекрывающей формации Комболги, а на юге и западе — нормальным сбросом, по которому эта формация была опущена (рис. 1). Месторождение Ябилука-2 располагается в 500 м к востоку от месторождения Ябилука-1 и перекрыто песчаниками формации Комболги мощностью от 20 до 70 м (рис. 1, 2).

Современная поверхность месторождений Ябилука представляет собой полого опускающуюся на запад равнину, покрытую современными аллювиальными и элювиальными песками мощностью 1—15 м. К северу, востоку

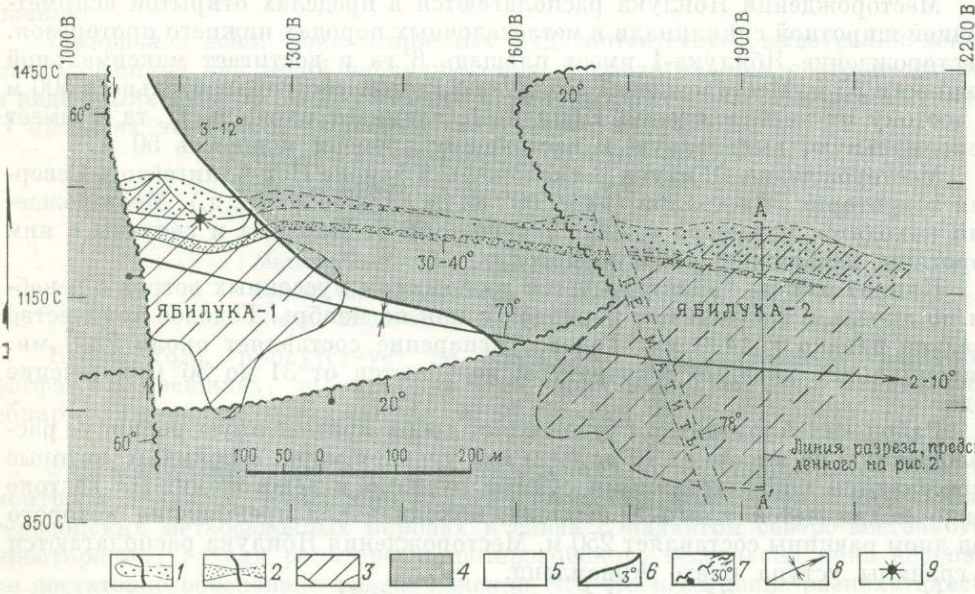


Рис. 1. Геологическая карта района месторождения Ябилука.

1 — верхняя часть рудной толщи, примыкающая к угловому несогласию; под несогласием — зона 2; *2* — верхняя часть рудной толщи, примыкающая к угловому несогласию; под несогласием - зона 1; *3* — вертикальная проекция, на которой показана распространенность промышленной урановой минерализации; *4* — формация Комболги (средний протерозой); *5* — метаосадочные породы (нижний протерозой); *6* — несогласие, падение; *7* — сброс, опущенное крыло, падение, направление смещения; *8* — ось синклинали, погружение; *9* — первоначально выявленная поверхность, радиометрическая аномалия.

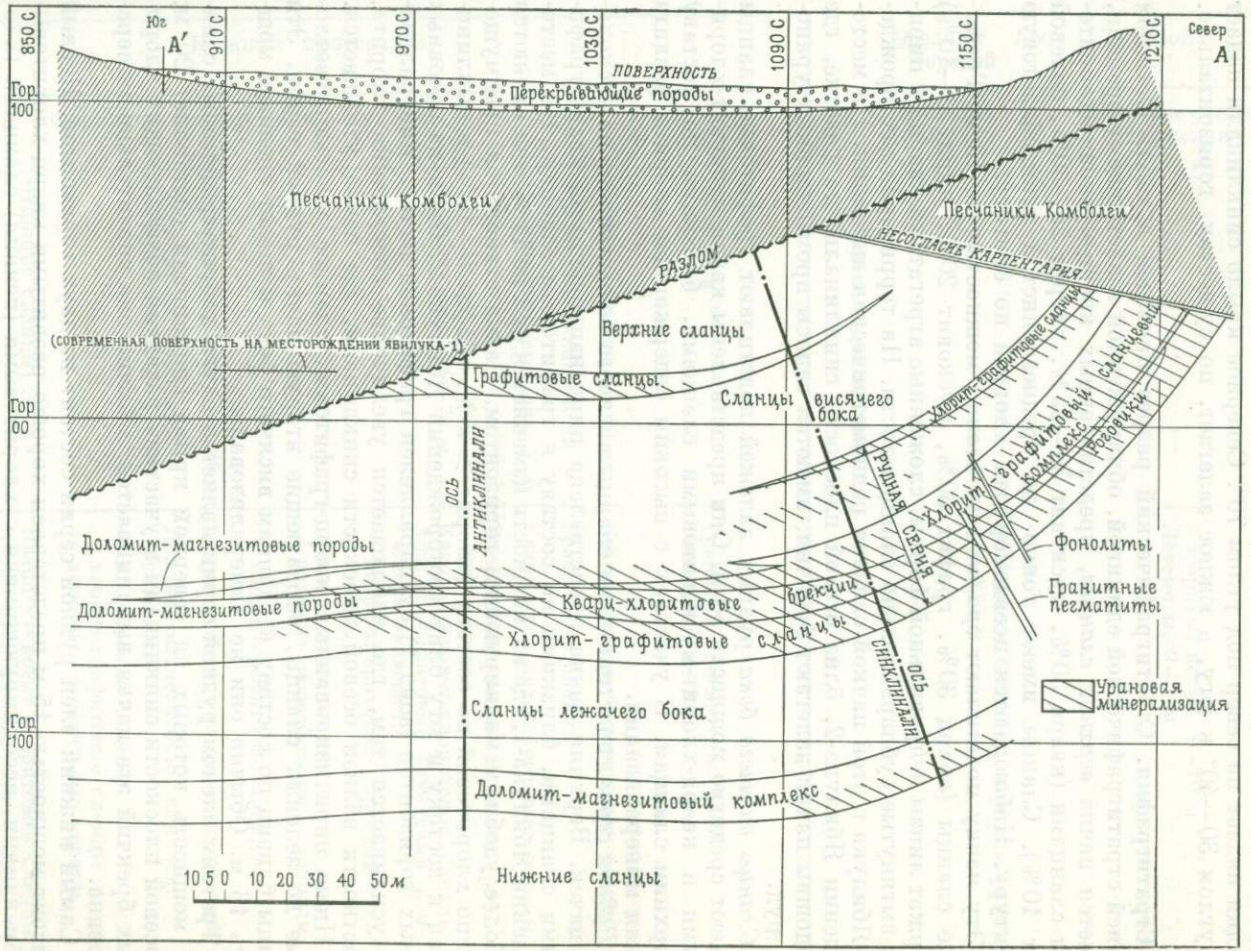


Рис. 2. Геологический разрез по линии AA' через месторождение Ябилука-2, район Ист-Аллигейтор, Северная территория, Австралия.

и югу от месторождений формация Комболги слагает серию холмов, достигающих высоты 100 м над окружающей равниной.

Метаосадочные породы в районе месторождений Ябилука образуют асимметричную синклинальную складку с осью широтного простирания, погружающейся в среднем под углом 6—7° на восток; осевая плоскость складки падает на север под углом 70°. Северное крыло синклинали падает под углом 30—40° к югу, а южное залегает, по существу, горизонтально.

Стратиграфия. Стратиграфический разрез приведен в табл. 1. Самой верхней стратиграфической единицей, обнаруженной к настоящему времени, является пачка *верхних сланцев*, представленных кварц-мусковит-хлоритовыми сланцами (кварц 30%, мусковит 30—25%, хлорит 25—30%, полевой шпат 10%). Сланцы имеют тонко- до среднезернистой лепидобластовую структуру. Наблюдаются псевдоморфозы хлорита по биотиту.

Эту пачку подстилают *графитовые сланцы* мощностью до 13 м. Графитовые сланцы (кварц 30%, графит 30%, мусковит 20%, пирит 3—10%) содержат линзы неправильной формы, сложенные агрегатами кварца и пирита и вытянутые субпараллельно сланцеватости. На территории месторождений Ябилука с этой пачкой связана радиометрическая аномалия. На месторождении Ябилука-2, близ осевой плоскости синклинали, на участке, где у подошвы пачки залегают брекчии, имеются запасы промышленных урановых руд.

Сланцы висячего бока рудных залежей подстилают графитовые сланцы и имеют среднюю мощность 50 м. Они представлены кварц-мусковит-хлоритовыми и кварц-хлорит-мусковитовыми сланцами, близкими по составу к верхним сланцам. В участках с высоким содержанием хлорита развита рудная минерализация.

Рудная серия, подстилающая сланцы висячего бока, состоит из нескольких пачек. Верхняя пачка представлена пиритизированными кварц-графитовыми сланцами, близкими по составу к графитовым сланцам. На месторождении Ябилука-1, где их мощность изменяется от 1 до 11 м, они являются наиболее удобным маркирующим горизонтом. Пачка становится преимущественно хлоритовой по составу (хлорит >45%, графит 5—10%) и выклинивается к востоку и югу близ месторождения Ябилука-2. Один из основных рудных горизонтов (зона 1) субпараллелен графитовой пачке. Минерализация усиливается там, где наблюдается увеличение содержания хлорита, в частности вблизи осевой плоскости синклинали, где пачка утолщается.

Ниже пиритизированных кварц-графитовых сланцев залегают светло-серые до зеленых сланцы, образующие вторую пачку рудной серии. Эти сланцы близки по составу к сланцам висячего бока и имеют среднюю мощность 16 м. Обычно они не минерализованы.

Третьим членом рудной серии является пачка хлорит-графитовых сланцев, мощность которых на северном крыле синклинали составляет 20 м; на осевой плоскости синклинали в участках развития подстилающих хлоритовых брекчий эта пачка выклинивается. Обычно она значительно минерализована.

Самый нижний член рудной серии состоит из двух горизонтов. Первый горизонт мощностью 15 м представлен хорошо развитыми кварц-хлоритовыми брекчиями, ассоциирующимися с хлоритовыми (пеннин) сланцами (хлорит 40—80%, кварц 30—15%). Брекчии выклиниваются к северу близ осевой плоскости складки и сопоставляются со слоем роговиков мощностью примерно 1 м, развитым на северном крыле синклинали. Горизонт брекчий имеет изменчивый состав, но обычно состоит на 50% из угловатых обломков роговиков размером до 15 мм, заключенных в тонкозернистом кварц-хлоритовом матриксе, часто с небольшим количеством кристаллического кварца

Таблица 1

Стратиграфия района месторождений Ябилука

Кайнозой	Поверхностные отложения		Алевриты, пески, 1—10 м Латериты, 0—1 м
Средний протерозой	Формация Комболти		Песчаники, базальты, конгломераты, 0—120 м
	Несогласие карпентария		
Нижний протерозой	Комплекс Нанамбу	Интрузии	Гранитные пегматиты, 1—15 м Фонолиты, 1—2 м
	Формации Фишер-Крик — Кулпин	Верхние сланцы, > 30 м	Кварц-мусковит-хлоритовые сланцы
		Графитовые сланцы, 13 м	Графитовые сланцы
		Сланцы висячего бока, 50 м	Кварц-мусковит-хлоритовые сланцы
		Рудная серия, 15—70 м	Хлорит-графитовые и кварц-графитовые сланцы Кварц-мусковит-хлоритовые сланцы Хлорит-графитовый сланцевый комплекс включает: кварц-хлоритовые брекчии + роговики хлоритовые сланцы доломит-магнезитовые породы (3 : 2) хлорит-графитовые сланцы
		Сланцы лежачего бока, 45 м	Кварц-мусковит-хлоритовые сланцы
		Доломит-магнезитовый комплекс, 15 м	Доломит-магнезитовый комплекс включает: хлоритовые сланцы хлорит-графитовые сланцы доломит-магнезитовые породы
		Нижние сланцы, 50 м	Кварц-мусковит-хлоритовые сланцы Кварц-мусковит-полевошпатовые сланцы Мусковит-магнетитовые очковые сланцы
		Амфиболиты, > 25 м	Амфиболиты, местами хлоритизированные

Пачки, содержащие урановую минерализацию

или кальцита в виде мелких жеод и включений в матриксе. Поскольку кварц-хлоритовые брекчии содержат обломки сланцев из других пачек, они могли образоваться в результате сокращения объема и окремнения доломит-магнезитовых пород, расположенных на том же стратиграфическом уровне несколько южнее. Имеющиеся к настоящему времени ограниченные данные указывают, что мощность доломит-магнезитовых грубозернистых пород возрастает в южном направлении. В пределах доломит-магнезитовых пород встречаются жеоды идиоморфных кристаллов кальцита с пиритом и(или) халькопиритом.

Кварц-хлоритовые брекчии и ассоциирующиеся с ними хлоритовые сланцы являются наиболее важными породами, вмещающими экономически ценную урановую минерализацию в пределах месторождений Ябилука (зона 2). Вблизи зоны развития кварц-хлоритовой пачки, в частности в районе осевой плоскости синклинали, встречаются также массивные хлоритовые породы, по-видимому претерпевшие частичную мобилизацию в участках низкого давления.

Сланцы лежачего бока подстилают рудную серию и представлены кварц-мусковит-хлоритовыми сланцами, близкими по составу к сланцам висячего бока. Они имеют мощность около 45 м. Эта пачка очень редко содержит промышленную минерализацию, но иногда непосредственно ниже рудной серии сланцы лежачего бока пересекаются небольшими прожилками урановой смолки.

Сланцы лежачего бока подстилаются несколькими маломощными телами доломит-магнезитовых пород, ассоциирующихся с кварц-хлоритовыми и хлорит-графитовыми сланцами; все вместе они были названы *доломит-магнезитовым комплексом*. По данным ограниченного количества пересечений, эта пачка имеет мощность около 15 м; она ураноносна в пределах восточной части месторождения Ябилука-2.

Доломит-магнезитовый комплекс подстилается пачкой *нижних сланцев*. Эта толща имеет мощность 50 м и состоит из кварц-мусковит-хлоритовых, мусковит-кварц-полевошпатовых и кварц-мусковитовых сланцев.

Кварц-мусковитовые сланцы в нижней части содержат магнетит-хлоритовые овоиды. Имеющиеся данные указывают на то, что нижние сланцы согласно подстилаются *амфиболитовыми сланцами* первично-осадочного происхождения, состоящими из актинолита и интерстициального серицита, развитого по полевому шпату.

Сланцы в районе Ябилука содержат ряд акцессорных минералов, включающих обломочный циркон, турмалин и рутил. Обычным акцессорием является тонкозернистый лейкоксен. Идентифицированы также псевдоморфозы хлорита по гранату и мусковит-серицита по кордиериту и хиастолиту. Пирит встречается в рассеянном состоянии в виде мелких кристаллов во всех сланцах района Ябилука. В графитовых сланцах содержание пирита может достигать 10%.

По степени метаморфизма породы нижнего протерозоя района Ябилука относятся к альмандин-амфиболитовой фации, измененной в результате ретроградного метаморфизма до зеленосланцевой фации.

Интрузии. Породы в районе месторождений Ябилука прорваны дайкообразными телами турмалиновых гранитных пегматитов мощностью от 1 до 15 м. Более мелкие тела пегматитов имеют как интрузивные, так и постепенные контакты; корреляция их затруднена. Они, возможно, связаны с мигматитовым комплексом Нанамбу. Большая часть полевого шпата, особенно в мелких телах пегматитов, интенсивно хлоритизирована. Пегматиты, как правило, не дают радиометрической аномалии, за исключением тех случаев, когда они расположены в пределах рудной серии.

Незначительно распространены дайки фонолитов мощностью до 1,5 м, которые также прорывают нижнепротерозойские породы; по времени внедрения они моложе пегматитов. Возможно, фонолиты представляют собой позднюю стадию дифференциации мигматитового комплекса Нанамбу. Они не минерализованы даже в пределах рудной серии.

Рудные месторождения. *Характер распространения.* Урановая минерализация на месторождениях Ябилука представлена как урановой смолкой, так и уранинитом, которые встречаются в рассеянной форме и в виде массивных выделений. Рассеянная минерализация состоит из ксеноморфных до субидиоморфных зерен, обычно концентрирующихся в полосы шириной до 2 мм. Эти полосы местами деформированы в результате флексурообразования или микроскладчатости. Массивные руды колломорфны, обычно в них проявлены трещины усадки, хорошо развиты трещиноватость по кубу и (или) брекчирование.

Вторичные урановые минералы представлены отенитом, склодовскитом и салеитом. Эти минералы образовались в зоне окисления, распространяющейся до глубины 15 м в пределах месторождения Ябилука-1.

Урановая минерализация ассоциируется с сульфидами, в том числе с пиритом, халькопиритом и более редкими халькозином, ковеллином и галенитом. Менее тесная связь наблюдается с гематитом. В пределах развития урановой минерализации, а также близ нее встречается акцессорное самородное золото. Пока еще нет достаточных доказательств, чтобы с уверенностью говорить о существовании положительной корреляции между золотом и ураном.

Урановая минерализация в пределах месторождения приурочена к породам с большим содержанием хлорита. В меньшей степени уран осаждался в графитовых сланцах, возможно, в листочках графитовых минералов. Прожилки урановой смолки мощностью 20—30 мм секут сланцы лежачего бока и известны на месторождении Рейнджер в сланцах лежачего бока и гнейсах (Нанамбу) (Юпен, личное сообщение).

Имеются данные об окварцевании (возможно, с изменением объема) и интенсивном магниевом метасоматозе, сопровождавшемся уменьшением содержания щелочных и щелочноземельных элементов в породах месторождений Ябилука. Эта точка зрения подтверждается следующими данными:

1. Увеличение содержания MgO и уменьшение содержания K_2O и Na_2O в минерализованных сланцах по сравнению с неизмененными.
2. Широкое замещение в породах рудной серии полевого шпата и железомагнезиальных минералов хлоритом; этот же процесс характерен для пегматитов, связанных с комплексом Нанамбу, и в некоторых случаях для матрикса конгломератовых песчаников в основании формации Комболги.
3. Хлоритизация дометаморфических минералов, таких, как альмандиновый (?) гранат.
4. Распространенность кордиерита в породах амфиболитовой фации метаморфизма.
5. Высокое содержание магнезита (до 40%) в доломит-магнезитовых породах.
6. Сходство между относительно мощными доломит-магнезитовыми породами к югу по падению, маломощными роговиками на северном крыле синклинали Ябилука и окварцованными обломками сланцев, присутствующими в брекчиях.
7. Развитие массивного хлорита с доломитовыми прожилками и пятнами в формации Комболги в пределах зон минерализации.

Прямые доказательства, такие, как наличие хлоритовых ореолов вокруг урановой минерализации, указывают на то, что хлоритизация происходила

одновременно с урановой минерализацией как в пределах месторождения Ябилука, так и в других урановых месторождениях района Ист-Аллигейтор. Однако, чтобы согласовать изотопный возраст (1600 млн. лет) уранового месторождения Рейнджер с возрастом месторождений Ябилука-1 и Набарлек (приблизительно 900 млн. лет) (Энтони, личное сообщение), необходимо исходить из предположения о многократности хлоритизации и формирования урановой минерализации.

Более древние урановые месторождения, например Рейнджер, возможно, образовались в результате первичного осаждения урана в структурно-нарушенных зонах в процессе ретроградного метаморфизма и хлоритизации. Высокое отношение уран/торий в этих месторождениях показывает, что источник первичной урановой минерализации не был магматическим. Минерализованные флюиды, по-видимому, поступали из нижнепротерозойских осадочных пород в процессе их мигматизации и (или) регионального метаморфизма.

Более молодые урановые месторождения, такие, как Ябилука-1, возможно, связаны со следующим эпизодом хлоритизации и мобилизации урановой минерализации. Для решения вопроса о генезисе группы более молодых урановых месторождений необходимы дополнительные данные.

Набарлек

П. Энтони

Общие сведения

Урановое месторождение Набарлек расположено на полуострове Арнемленд, приблизительно в 270 км к востоку от Дарвина, и имеет координаты 12°18′с. ш., 133°20′ в. д.

Приповерхностная урановая минерализация была обнаружена компанией Queensland Mines Limited в июне 1970 г. в результате наземной проверки значительной аномалии, выявленной службой аэрогаммаспектрометрической съемки. Последующее опробование и оценка подтвердили присутствие урановых руд. За период с июля 1970 г. по октябрь 1971 г. рудное тело было оконтурено. На сентябрь 1971 г. запасы месторождения Набарлек были установлены в 402 000 т руды при среднем содержании 2,37% U_3O_8.

Для района Набарлек характерен муссонный климат. Среднее годовое количество осадков составляет 130 см, из них 110 см выпадает между декабрем и мартом. Температура колеблется незначительно — от 35° С в октябре до 31°С в марте.

Наиболее характерная черта рельефа — плато Арнемленд, сложенное преимущественно крупнозернистыми песчаниками [1]. Размещение потоков контролируется разломами и трещинами, секущими песчаники. В тех местах, где песчаники удалены эрозией, обнажаются более древние метаморфические породы — так называемое окно Мира-Фоллс и плато Купер-Крик, где и расположено месторождение Набарлек. Здесь песчаники образуют крутые уступы.

Региональная геология. Региональная геология описана Смартом и др. Породы, вмещающие рудное тело, были названы Данном [1] метаморфически-

P. J. Anthony, Chief Geologist, Queensland Mines Ltd.

ми породами Мира-Фоллс. В настоящее время полагают, что они относятся к формации Кулпин. Они плохо обнажены вблизи месторождения Набарлек, однако имеются прекрасные обнажения в 20 км к югу от месторождения, в тектоническом окне Мира-Фоллс. В районе Набарлек породы испытали более поздние изменения, что не характерно для других мест.

К северу и востоку от месторождения Набарлек в породах Мира-Фоллс возрастает степень разгнейсованности, и в конце концов они переходят в породы так называемого комплекса Нимбува, представленные преимущественно гнейсами и гранитоидами. Аналогичные области развития гнейсов имеются и в окне Мира-Фоллс.

В районе Набарлек метаморфически породы Мира-Фоллс прорваны значительным по мощности силлом долеритов (часть долеритов Иннелли).

Геология месторождения

Общее строение. Рудное тело Набарлек расположено в пределах сильно хлоритизированной зоны деформаций. Простирание зоны СЗ 330°; она прослеживается на поверхности на расстояние 460 м к югу и 120 м к северу от рудного тела. Зона падает на восток под углами от 30 до 45°и, по-видимому, срезается на глубине долеритовым силлом мощностью около 250 м.

Вмещающие рудное тело породы представлены смятыми, рассланцованными и метасоматически измененными сланцами Мира-Фоллс. В пределах месторождения Набарлек графитсодержащие, а также доломит-магнезитовые породы неизвестны, хотя они закартированы в нескольких километрах к югу. Граниты, прорывающие метаморфическую толщу Мира-Фоллс, залегают под долеритовым силлом.

Считается, что современная поверхность точно отвечает несогласию между метаморфическими породами Мира-Фоллс и формацией Комболги, небольшие выходы которой встречаются вблизи рудного тела.

Метаосадочные породы. Почти горизонтально залегающие сланцы Мира-Фоллс выше силла долеритов образуют непрерывный разрез, который может быть подразделен на следующие пачки (рис. 1) снизу вверх:

Актинолитовые сланцы (главные составляющие: актинолит, авгит, полевой шпат и пренит). Эти породы, хотя они и считаются метадолеритами,

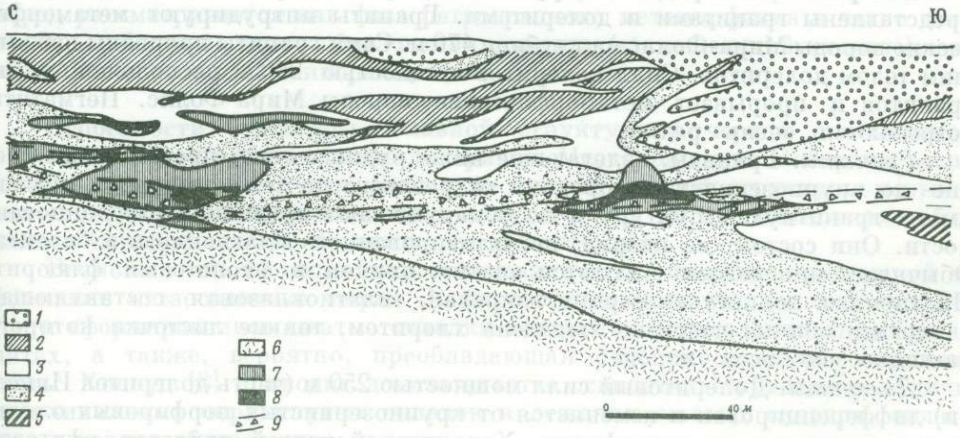


Рис. 1. Геологический продольный разрез через район рудника Набарлек.

Толща метаморфических пород Мира-Фоллс: *1* — кварц-слюдяные сланцы, кварцевые сланцы, *2* — хлоритовые слюдяные сланцы, *3* — слюдистые хлоритовые сланцы, *4*— хлоритовые сланцы, *5* — окремнелые хлоритовые сланцы; *6* —долериты; *7* — хлоритовые породы; *8* — руда; *9* — зона дробления.

составляют часть разреза метаосадочной толщи. Обычно они имеют темный цвет, среднезернисты и легко идентифицируются по значительному содержанию амфибола; они встречаются в лежачем боку рудного тела на юге и близ контакта с долеритами.

Окремнелые хлоритовые сланцы (преобладает хлорит при незначительном количестве кварца и полевого шпата). Эта пачка также слабо представлена в районе месторождения; ее присутствие ограничено самым южным флангом и только лежачим боком рудного тела.

Хлоритовые сланцы (существенно хлоритовые, лишь с небольшим содержанием серицита). Эти слабополосчатые породы пользуются наибольшим распространением в районе месторождения.

Слюдистые хлоритовые сланцы (преимущественно хлорит, около 25% белой слюды). Обычно породы мелкоплойчаты, а белая слюда либо сегрегируется в полосы, либо рассеяна по всей породе. Тонкие прослои слюдистых хлоритовых сланцев встречаются также в хлоритовых сланцах и в хлоритовых слюдяных сланцах.

Хлоритовые слюдяные сланцы (хлорит, белая слюда, содержание которой превышает 50%). Эта пачка выделяется по присутствию белой слюды, представленной крупнозернистым мусковитом и тонкозернистым серицитом. Порода характеризуется сланцеватостью с равномерными, смятыми или неправильными полосами. Пачка включает также слюдяные сланцы (90% белой слюды), содержащие небольшое количество хлорита. Кварц не характерен.

Кварц-слюдяные сланцы — кварцевые сланцы. Эта пачка является самой верхней. Содержание слюды очень изменчиво, содержание кварца варьирует от 25 до 90%. На площади месторождения развит полный разрез пород; в области, расположенной к югу, разрез сокращается. Южный фланг рудного тела отчетливо фиксируется быстрым исчезновением хлоритовых слюдяных сланцев и постепенным исчезновением слюдистых хлоритовых сланцев. В южном направлении главными слагающими единицами являются окремнелые хлоритовые и актинолитовые сланцы.

В целом метаморфические породы Мира-Фоллс ниже силла долеритов сильнее окварцованы и менее изменены, чем породы, расположенные выше силла. Они представлены хлорит-серицитовыми, биотитовыми и актинолитовыми сланцами.

Изверженные породы. Интрузивные породы в районе месторождения представлены гранитами и долеритами. Граниты интрудируют метаморфические породы Мира-Фоллс на глубине 470 м. Сами граниты прорваны небольшим телом долеритов. Силл долеритов мощностью 250 м расположен выше гранитов и прорывает метаморфические породы Мира-Фоллс. Пегматиты встречаются очень редко.

Граниты. Граниты, залегающие ниже рудного тела, представлены средне- до крупнозернистых породами от розового до зеленого цвета, обычно имеют гранитную структуру и не обнаруживают признаков рассланцованности. Они состоят из кварца, пертитизированного плагиоклаза и биотита. Обычными минералами являются апатит, циркон и фиолетовый флюорит. Плагиоклаз полностью серицитизирован, плагиоклазовая составляющая в пертите обычно частично замещена хлоритом, тонкие листочки которого рассеяны по всей породе.

Долериты. Долеритовый силл мощностью 250 м (часть долеритов Инпелли) дифференцирован и изменяется от крупнозернистых порфировых оливиновых долеритов до гранофиров. Характерной чертой является офитовая структура.

Нижняя краевая зона силла характеризуется присутствием серицитизированного полевого шпата в хлоритовой основной массе и незначительным

содержанием биотита. Местами встречается кварц. Породы очень сильно изменены, хотя долеритовая структура сохранилась.

Минеральный состав пород силла постепенно изменяется снизу вверх. В нижней части породы преимущественно состоят из авгита и плагиоклаза с крупными кристаллами оливина и обычно серпентинизированы. С постепенным уменьшением содержания оливина по направлению вверх наряду с амфиболом и кварцем появляются также клинопироксен и полевой шпат. В верхней части присутствуют гранофировые дифференциаты, которые состоят из амфибола, плагиоклаза, микрографических прорастаний кварца с щелочным полевым шпатом и незначительного количества биотита. Кровля силла сложена порфировыми долеритами, содержащими крупные кристаллы идиоморфного и субидиоморфного плагиоклаза и авгита в тонкозернистой офитовой основной массе. Породы, состоящие из 90% хлорита и 10% серицита, обычно значительно изменены, хотя в них сохранились первичные структуры и контуры кристаллов.

Скважинами подсечено несколько зон закалки, однако ороговикования метаосадков не наблюдается; во всяком случае, оно не пользуется значительным распространением.

Метаморфизм. Региональный метаморфизм (преимущественно амфиболитовая фация) привел к образованию комплекса Нимбува и метаморфических пород Мира-Фоллс; он предшествовал формированию анатектических гранитов и долеритов.

Вследствие этих событий комплекс метаосадочных пород района месторождения претерпел хлоритизацию и серицитизацию. Подстилающие граниты интенсивно серицитизированы у контакта и в значительно меньшей степени на глубине. Пачка метаосадков между гранитами и подошвой долеритового силла значительно изменена у контакта с долеритами. Изменение долеритов с превращением их в хлорит-серицитовые породы с сохранением долеритовой структуры отмечается у верхнего и нижнего контактов силла; степень изменения уменьшается по направлению к внутренним участкам силла.

Метаосадочные породы выше долеритов интенсивно хлоритизированы и серицитизированы, причем основным минералом является хлорит.

Главной чертой метаморфических превращений является то, что степень изменения в районе рудного тела наиболее значительна в метаосадках над долеритами и уменьшается с глубиной. Образование хлорит-серицитовых пород рассматривается как фаза ретроградного метаморфизма и четко отличается от более позднего образования хлорита («замещающий хлорит») в ассоциации с урановой минерализацией.

Особенности структуры. Главной структурной чертой описываемого района является наличие силла долеритов. Месторождение Набарлек расположено на самом восточном окончании синклинальной структуры местного значения, погружающейся на запад. Структурный выступ синклинали обнажается непосредственно к востоку от рудного тела.

Возможно, имело место несколько различных эпизодов структурной деформации метаосадочных пород. В фазу проявления интенсивной складчатости сформировались сжатые складки волочения в рассланцованных кварцитах, а также, вероятно, преобладающая субгоризонтальная сланцеватость. Хопвуд [3] приводит доказательства, свидетельствующие о наличии изоклинальных опрокинутых складок и лежачих сжатых складок, связанных с надвигообразованием.

Рудное тело Набарлек локализовано в пределах хорошо развитой зоны дробления. Эта зона простирается на СЗ 330° и падает под углом 30—45° на восток. Она несогласна по отношению к метаморфическим породам Мира-

Фоллс и срезается на глубине долеритовым силлом. Протяженность зоны на поверхности составляет 830 м; она сложена кварцевыми брекчиями, многочисленные выходы которых располагаются к югу от рудного тела.

Рудное тело и минерализация

Рудное тело Набарлек в целом имеет пластообразную форму и неправильные очертания. В плане оно напоминает сигару с четко выраженными сужениями и вздутиями. В разрезе (рис. 2, 3) рудное тело имеет форму неправильного клина; здесь сужения и раздувы видны отчетливее, чем в плане. Наибольшей мощности оно достигает у поверхности, утоняется на глубине и выклинивается над контактом с долеритами.

Рудное тело имеет длину 230 м при средней истинной мощности 10 м, однако наблюдаются значительные колебания мощности. Минерализация от поверхности распространяется на известную глубину до 85 м, но основная масса руды располагается между поверхностью земли и глубиной 45 м.

Урановая минерализация, так же как серицит и гематит, локализуется в массивных тонкозернистых темно-зеленых хлоритовых породах (хлорит замещения), отличающихся от хлоритовых сланцев (метаморфогенный хлорит). Размещается минерализация незакономерно по отношению к сланцеватости. Цвет минерализованных хлоритовых пород изменяется от темно-зеленого до почти черного; породы, как правило, массивные, бесструктурные, однако присутствуют пятнистые зоны, реликтовая полосчатость и зоны брекчирования. Структуры течения создают впечатление, что имела место некоторая мобилизация. Минеральный состав хлоритовой породы изменчив, но преимущественно здесь развит хлорит (95—65%) и очень тонкозернистый серицит.

Пятна и включения гематита наблюдаются во всей рудной зоне и в пределах хлоритовых пород. Оранжевые до кирпично-красных разновидности ассоциируются с зонами минерализации, но иногда встречаются и вне ее. По направлению к центру рудного тела гематит обычно становится главным составляющим вмещающих пород и ассоциируется с очень тонкозернистым белым серицитом и крупными выделениями урановой смолки.

Урановая смолка является первичным минералом урана и имеет параметры кристаллической решетки, соответствующие нормальному типу жильной урановой смолки. Она находится в тесной ассоциации со слюдой. В скважинах обнаружены участки почти чистой урановой смолки (72% U_3O_8), достигающие в длину 1 м. По направлению к краям рудного тела интенсивность оруденения уменьшается; урановая смолка здесь рассеяна в массе вмещающих пород и имеет тонкозернистую структуру.

Сульфиды, большей частью в рассеянном состоянии, присутствуют в рудном теле в небольших количествах. Наиболее распространенным является галенит, встречающийся в виде мелких кубических кристаллов. Второй по распространенности сульфид — халькопирит обычно присутствует в тонкорассеянном состоянии. Имеются отдельные зерна пирита, как правило, в виде корродированных субидиоморфных и идиоморфных кристаллов, заключенных в халькопирите. Идентифицированы также борнит, халькозин, ковеллин и марказит.

Интенсивность оруденения в пределах рудного тела крайне изменчива (от 0,1 до 72% U_3O_8), однако намечается определенная зональность в степени обогащения руд. Выделяется окаймляющая зона низких содержаний, к которой приурочена большая часть запасов, хотя она характеризуется очень низким содержанием U_3O_8. Урановая смолка рассеяна в хлоритовой породе, которая содержит небольшие количества гематита.

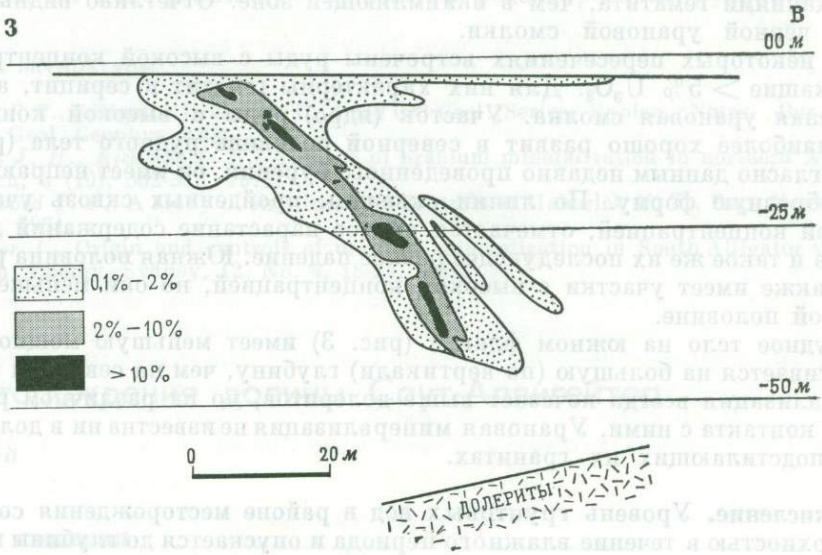


Рис. 2. Поперечный разрез через рудное тело, северный фланг.

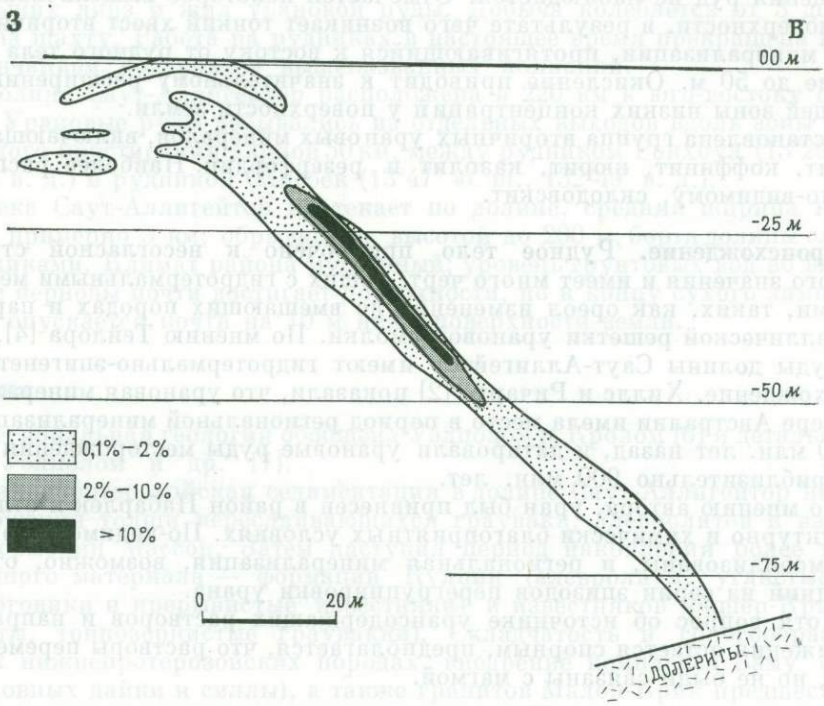


Рис. 3. Поперечный разрез через рудное тело, южный фланг.

Внутри этой окаймляющей зоны во всех пересечениях рудного тела выделяются участки с содержаниями 2—5% U_3O_8. Они отличаются бóльшими содержаниями гематита, чем в окаймляющей зоне. Отчетливо видны включения черной урановой смолки.

В некоторых пересечениях встречены руды с высокой концентрацией, содержащие $> 5\%$ U_3O_8. Для них характерны гематит и серицит, а также массивная урановая смолка. Участок (ядро) руды с высокой концентрацией наиболее хорошо развит в северной половине рудного тела (рис. 2), где, согласно данным недавно проведенного бурения, он имеет неправильную трубообразную форму. По линии скважин, пройденных сквозь участки с высокой концентрацией, отмечается крутое нарастание содержаний до максимума и такое же их последующее резкое падение. Южная половина рудного тела также имеет участки с высокой концентрацией, но они меньше, чем в северной половине.

Рудное тело на южном фланге (рис. 3) имеет меньшую мощность, но протягивается на большую (по вертикали) глубину, чем на северном фланге. Минерализация всегда исчезает выше долеритов, но на различном расстоянии от контакта с ними. Урановая минерализация не известна ни в долеритах, ни в подстилающих их гранитах.

Окисление. Уровень грунтовых вод в районе месторождения совпадает с поверхностью в течение влажного периода и опускается до глубины примерно 15 м во время засушливого периода. В пределах месторождения метаосадочные породы окислены до глубины около 5 м, но в пределах рудного тела глубина окисления составляет примерно 15 м. Значительного вторичного обогащения руд не наблюдается. Отмечается некоторое выщелачивание руд близ поверхности, в результате чего возникает тонкий хвост вторичной урановой минерализации, протягивающийся к востоку от рудного тела на расстояние до 50 м. Окисление приводит к значительному расширению окаймляющей зоны низких концентраций у поверхности земли.

Установлена группа вторичных урановых минералов, включающая склодовскит, коффинит, кюрит, казолит и резерфордин. Наиболее распространен, по-видимому, склодовскит.

Происхождение. Рудное тело приурочено к несогласной структуре местного значения и имеет много черт, общих с гидротермальными месторождениями, таких, как ореол изменения во вмещающих породах и параметры кристаллической решетки урановой смолки. По мнению Тейлора [4], урановые руды долины Саут-Аллигейтор имеют гидротермально-эпигенетическое происхождение. Хиллс и Ричардс [2] показали, что урановая минерализация на севере Австралии имела место в период региональной минерализации около 850 млн. лет назад, и датировали урановые руды месторождения Набарлек приблизительно 900 млн. лет.

По мнению автора, уран был привнесен в район Набарлек и отложился в структурно и химически благоприятных условиях. По-видимому, руды были ремобилизованы, и региональная минерализация, возможно, отражает последний из серии эпизодов перегруппировки урана.

Хотя вопрос об источнике урансодержащих растворов и направлении их движения остается спорным, предполагается, что растворы перемещались вверх, но не были связаны с магмой.

Благодарности

Автор благодарит руководство компании Queensland Mines Limited за разрешение опубликовать данную статью и выражает признательность

Дж. Х. Хиллсу из Университета Маккари и П. Хугману за использование их неопубликованных отчетов. Автор благодарит также Дж. Хиллса и П. Хугмана за их конструктивную критику и редактирование рукописи.

Список литературы

1 *Dunn P.R.*, Alligator River, N. T., 1:250 000 Geol. Series, Explan. Notes. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1962.
2. *Hills J. H., Richards J. R.*, The age of uranium mineralization in northern Australia, Search, 3 (10), 382-385, 1972.
3. *Hopwood T. P.*, A study of structural ore controls at Habarlek N. T., Rep. Newaim Pty. Ltd., 1971.
4. *Taylor J.*, Origin and controls of uranium mineralization in South Alligator valley in Atom. Energy, Sydney, 12, No. 4, 18-24, 1969.

Месторождения долины Саут-Аллигейтор

М. Фой

Общие сведения

С момента открытия урана в долине Саут-Аллигейтор в 1953 г. добыто уже 874 т окиси урана. Двумя компаниями — South Alligator Uranium N. L. и United Uranium N. L.— было заложено 13 шахт для эксплуатации небольших линз и жил урановой руды. Добыча колеблется от 3 до 226 т U_3O_8 на шахту. Работа на рудниках в настоящее время прекращена в связи с окончанием контрактов вышеназванных компаний.

Долина Саут-Аллигейтор расположена в 220 км к юго-востоку от Дарвина. Урановые руды добывались из отдельных выходов вдоль зоны северо-западного простирания длиной 50 км, между рудником Рокхоул (13°29′ ю.ш., 132°28′в. д.) и рудником Слисбек (13°47′ ю. ш., 132°49′ в. д.).

Река Саут-Аллигейтор протекает по долине, средняя ширина которой равна примерно 3 км; обрывистые, высотой до 200 м, борта долины сложены песчаниками. Климат района муссонный; уровень грунтовых вод во влажные летние периоды почти достигает поверхности, но к концу сухого зимнего периода опускается почти на 10 м ниже поверхности земли.

Геология

Региональная геология обобщена Уэлполом и Кролом [6] и детально описана Уэлполом и др. [7].

Раннепротерозойская седиментация в долине Саут-Аллигейтор началась с отложения толщи переслаивающихся граувакк, алевролитов и известняков формации Массон. Затем наступил период накопления более тонкого осадочного материала — формации Кулпин (алевролиты, углистые сланцы, роговики и прерывистые известняки) и известняков Фишер-Крик (алевролиты, тонкозернистые граувакки). Складчатость и сбрососбразование в этих нижнепротерозойских породах, внедрение комплекса Заму (кислые до основных дайки и силлы), а также гранитов Малон-Крик предшествовали отложению среднепротерозойской формации Комболги (песчаники, эффузивы). В основании последней залегают кислые эффузивы Эдит-Ривер с линзами песчаников.

M. F. Foy, District Geologist, Noranda Australia Ltd.

Рудные месторождения и продуктивность

Урановая минерализация приурочена к среднепротерозойским эффузивам Эдит-Ривер, нижнепротерозойской формации Массон, формации Кулпин и комплексу Заму. Классические рудные тела долины Саут-Аллигейтор представлены урановой смолкой (массивной или в линзах и прожилках) как в нарушенных окремнелых ожелезненных алевролитах формации Кулпин, так и в линзах песчаников в эффузивах Эдит-Ривер, граничащих с деформированными углистыми сланцами формации Кулпин. Большая часть месторождений приурочена к второстепенным разломам. Урановая смолка ассоциируется с подчиненными, варьирующими количествами галенита, халькопирита, пирита и самородного золота. Обнаружены также резерфордин, никелин, герсдорфит, клаусталит и колорадоит. Во вторичных зонах развиты многочисленные урановые минералы, главным образом фосфаты, включая гуммит, метаторбернит, отенит, фосфуранилит, уранофан и соддиит. Минерализация не обнаружена на глубинах, превышающих 100 м ниже контакта между нижне- и среднепротерозойскими породами, и обычно не распространяется более чем на несколько метров выше его (рис. 2).

Данные о продуктивности месторождений приведены в табл. 1; установлено, что приблизительно 30% урана добыто из пород среднего протерозоя, остальное количество — из нижнепротерозойских пород.

Таблица 1

Общая продуктивность месторождений долины Саут-Аллигейтор

Рудник	Добыча U_3O_8, т	Содержание U_3O_8 в руде, %
Эль-Шерана	226	0,55
Эль-Шерана-Уэст	185	0,82
Рокхоул (включая О'Дуайерс и Штерритс)	152	1,12
Палетт	124	2,45
Саддл-Ридж	78	0,24
Коронейшн-Хилл	75	0,26
Сцинто-V	22	0,37
Сцинто-VI	3	0,15
Кулпин-Крик	3	0,13
Скулл	3	0,50
Слисбек	3	0,45

Три рудника из перечисленных в табл. 1 не отвечают описанному классическому типу рудных тел. Месторождение Коронейшн-Хилл расположено в вулканическом некке, служившем подводящим каналом для эффузивов Эдит-Ривер; последние содержат здесь блоки углистых сланцев и располагаются в 60—100 м выше контакта. На месторождении Саддл-Ридж почти вся минерализация имеет вторичное происхождение, приурочена к туфам Эдит-Ривер и алевролитам формации Кулпин. Месторождение Сцинто-VI размещается в сиенитах комплекса Заму.

Происхождение

Вышеприведенные данные указывают, что процесс минерализации происходил уже после отложения среднепротерозойских вулканитов Эдит-Ривер. Новая интерпретация возрастных определений дает возраст от 815

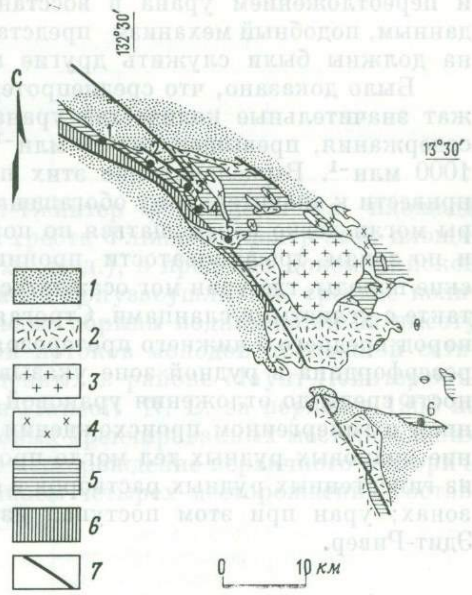


Рис. 1. Региональная геология и местонахождение рудников.

Средний протерозой: *1* — формация Комболги; *2* — вулканиты Эдит-Ривер. Нижний протерозой: *3* — граниты Малон-Крик; *4* — комплекс Заму; *5* — группа Саут-Аллигейтор; *6* — группа Гудпарла; *7* — разломы. Местонахождение рудников (цифры на рисунке): *1* — Рокхоул, О'Дуайерс и Штерритс; *2* — Эль-Шерана и Эль-Шерана-Уэст; *3* — Палетт; *4* — Саддл-Ридж; *5* — Коронейшн-Хилл; *6* — Слисбек.

до 710 млн. лет с возможной ремобилизацией урана в следующую фазу минерализации 530 млн. лет назад. Тредголд [5] при микроскопическом изучении пород выделил две фазы урановой минерализации. Поскольку измерения возраста пород и данные геологического картирования указывают на отсутствие в описываемом районе интрузивных пород позднего протерозоя, представляется маловероятным эпитермальное образование рассматриваемых рудных тел [4].

Ричард [3] связывает образование месторождений с гипергенными растворами урана, источником которых были нижнепротерозойские породы,

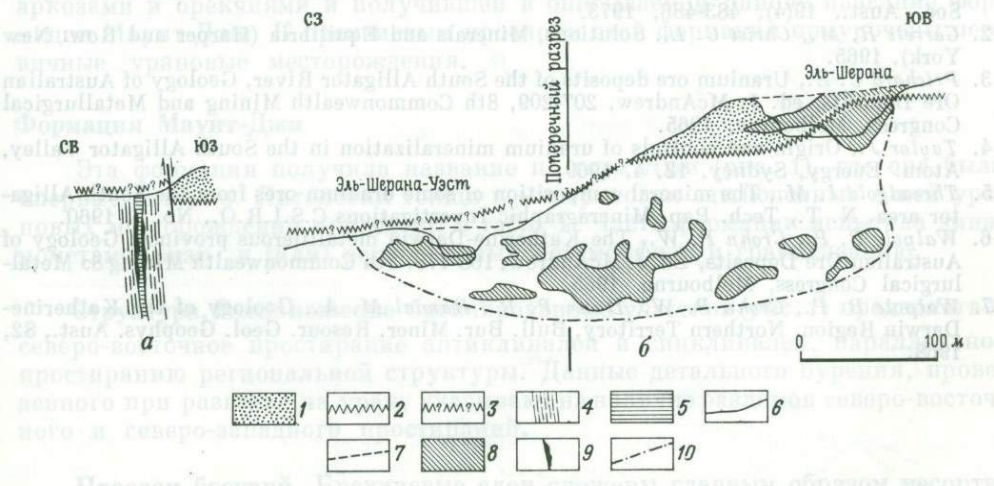


Рис. 2. Поперечный разрез через месторождение Эль-Шерана-Уэст (*а*) и продольный разрез через месторождения Эль-Шерана и Эль-Шерана-Уэст (*б*).

Средний протерозой: *1* — вулканиты Эдит-Ривер; *2* — несогласие; *3* — предполагаемое несогласие. Нижнепротерозойская формация Кулпин: *4* — углистые сланцы; *5* — роговики и алевролиты; *6* — современный уровень грунтовых вод; *7* — уровень грунтовых вод до разработки рудников; *8* — зона минерализации (не обязательно рудные зоны); *9* — рудные зоны (только в разрезе); *10* — граница минерализации.

и переотложением урана в восстановительных условиях. По имеющимся данным, подобный механизм представляется возможным, но источником урана должны были служить другие породы.

Было доказано, что среднепротерозойские вулканиты Эдит-Ривер содержат значительные количества урана. Достаточно распространены фоновые содержания, превышающие 10 млн$^{-1}$ U_3O_8, и обнаружены уровни вплоть до 1000 млн$^{-1}$. Выщелачивание этих пород в окислительных условиях могло привести к значительному обогащению ураном грунтовых вод. Такие растворы могли легко перемещаться по пористым песчаникам формации Комболги и по зонам трещиноватости проникать в подстилающие нижнепротерозойские породы, где уран мог осаждаться в восстановительных условиях на контакте с углистыми сланцами. Строгая приуроченность рудных тел к контакту пород среднего и нижнего протерозоя хорошо видна на рис. 2. Присутствие резерфордина в рудной зоне указывает на исключительно высокую кислотность среды до отложения урановой смолки [2] и согласуется с предположением о гипергенном происхождении растворов. Таким образом, формирование урановых рудных тел могло происходить в результате осаждения урана из гипергенных рудных растворов в структурно и химически благоприятных зонах; уран при этом поступал из рассеянных источников в вулканитах Эдит-Ривер.

Благодарности

Автор благодарит руководство компании Noranda Australia Limited за разрешение опубликовать данную статью. При подготовке статьи к публикации были использованы многочисленные данные, полученные в ходе разведки и эксплуатации района долины Саут-Аллигейтор, проведенных компанией United Uranium. N. L.

Список литературы

1. *Cooper J. A.*, On the age of uranium mineralization at Nabarlek N. T., Australia, J. geol. Soc. Aust., 19(4), 483-486, 1973.
2. *Garrels R. M.*, *Christ C. L.*, Solutions, Minerals and Equilibria (Harper and Row: New York), 1965.
3. *Prichard C. E.*, Uranium ore deposits of the South Alligator River, Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 207-209, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
4. *Taylor J.*, Origin and controls of uranium mineralization in the South Alligator Valley, Atom. Energy, Sydney, 12, 4, 1969.
5. *Threadgold I. M.*, The mineral composition of some uranium ores from the South Alligator area, N. T., Tech. Pap. Mineragraphic Investigations C.S.I.R.O., No. 2, 1960.
6. *Walpole B. P.*, *Crohn P. W.*, The Katherine-Darwin metalliferous province, Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 168-175, 8th Commonwealth Mining 8ɔ Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
7. *Walpole B. P.*, *Crohn P. W.*, *Dunn P. R.*, *Randal M. A.*, Geology of the Katherine-Darwin Region, Northern Territory, Bull. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 82, 1968.

Маунт-Пейнтер

И. Йолес

Общие сведения

Урановые месторождения Маунт-Пейнтер размещены на площади 80 км², расположенной в северной части хребта Флиндерс (центр этой площади имеет координаты 30°12′ ю. ш., 139°23′ в. д.), в пределах докембрийской провинции Маунт-Пейнтер. Климат района полузасушливый, среднее количество осадков менее 25 см в год. Скальные обрывы поднимаются на высоту 200—300 м над обычно сухими руслами потоков молодой дренажной сети.

В результате исследований, проведенных в районе Маунт-Пейнтер объединенными компаниями Oilmin Group и Transoil N. L. за период с 1968 по 1971 г., были обнаружены четыре пластовых брекчированных месторождения первичного уранинита и одно необычное месторождение первичного и вторичного уранинита; по данным бурения запасы четырех месторождений составляют 3,8 млн. т с содержанием 0,1% U_3O_8.

Региональная геология

До настоящего времени горные породы провинции Маунт-Пейнтер, занимающей площадь 4350 км², подразделялись на метаморфический комплекс Радиум-Крик и древние граниты (предполагаемый возраст обоих подразделений — карпентарий) и осадочные породы Уиллор и Марино, которые примыкают к первым двум подразделениям по региональному несогласию [1]. Все породы были прорваны постуиллорскими натровыми гранитами, испытали интенсивную складчатость в раннем палеозое и интрудированы гранодиоритами в ордовике.

По интерпретации автора настоящей работы, большая часть древних гранитов относится к серии Аделаида, представленной грубозернистыми аркозами и брекчиями и получившей в описываемом районе название формации Маунт-Джи. К брекчиевым прослоям этой формации приурочены первичные урановые месторождения.

Формация Маунт-Джи

Эта формация получила название по горе Джи (рис. 1), где она была впервые описана. Литология толщи и минералогия заключенных в ней урановых месторождений приведены в табл. 1. Часть формации испытала динамометаморфизм и (или) региональный метаморфизм и гранитизацию.

Структура. Расположение брекчированных участков (рис. 1) предполагает северо-восточное простирание антиклиналей и синклиналей, параллельное простиранию региональной структуры. Данные детального бурения, проведенного при разведке на уран, указывают на наличие разломов северо-восточного и северо-западного простираний.

Прослои брекчий. Брекчиевые слои сложены главным образом несортированными угловатыми обломками размером от 1 мм до 60 см, заключенными в матриксе, состоящем из очень тонких угловатых обломков такого же состава. В ряде случаев объем матрикса ничтожен, но он может достигать

I. P. Youles, Supervising Geologist, South Australian Mines Dept., formerly geologist Oilmin Group.

Таблица 1

Литология и минерализация формации Маунт-Джи

Название подразделений	Основные литологические типы пород, мощность	Второстепенные литологические типы пород	Известная урановая минерализация
Формация Маунт-Джи	Аркозы и брекчированные граниты; > 700 м	Песчаники, алевролиты	Перспективный участок Ходжкинсон: уранинит, пирит и кварц; локальные участки рассеянных вторичных урановых минералов; источник урана неизвестен
		Слои брекчий	Месторождения Радиум-Ридж, Армчер и Стрейтберг-Ридж: уранинит, хлорит и гематит
	Конгломераты (возможно, тиллиты), > 250 м	Аркозы, алевролиты, слои брекчий	Второстепенный уранинит и гематит в некоторых участках брекчий
		Слой базальных брекчий	Месторождение Маунт-Джи: уранинит и гематит
Комплекс Маунт-Пейнтер	Несогласие Граниты, кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты		Большие участки монацитсодержащих (до 7%) биотитовых сланцев и гнейсов со следами ортита и браннерита; в проницаемых зонах вторичные минералы урана

75% от общего объема породы. Преобладают обломки гранитов и гранитогнейсов, но присутствуют также обломки кристаллических сланцев, кварцитов, карбонатных пород и алевролитов. Мощность слоев брекчий колеблется от 1 до 70 м. В свежем изломе слоистость не проявляется, однако хорошо видна на выветрелой поверхности.

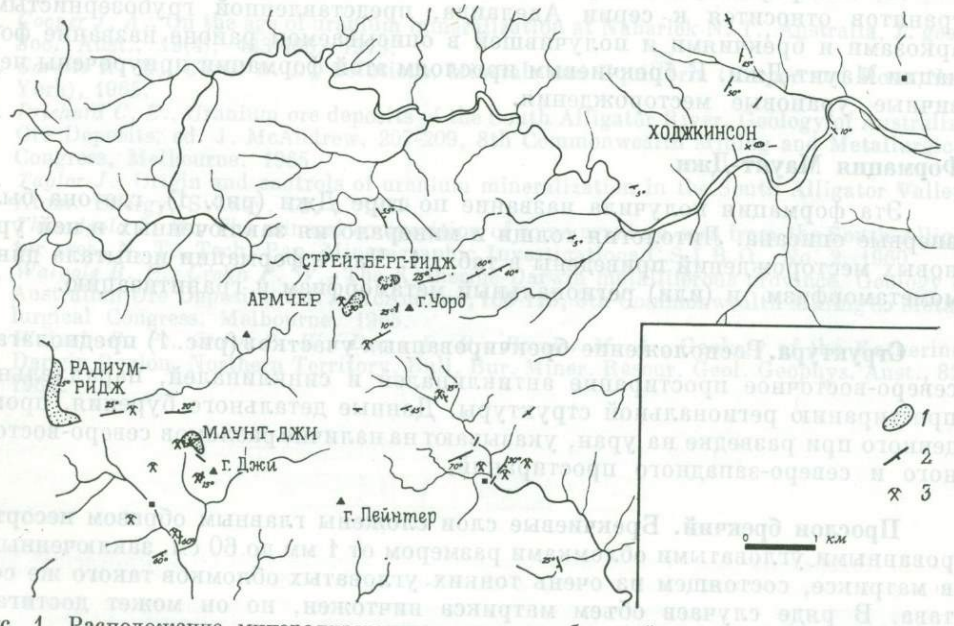


Рис. 1. Расположение минерализованных участков брекчий.

1 — главное урановое месторождение; *2* — минерализованные прослои брекчий; *3* — старые урановые разработки.

Урановая минерализация

Пластовые месторождения. Месторождения Маунт-Джи, Армчер, Стрейтберг-Ридж и Радиум-Ридж представляют собой рудное замещение слоев брекчий на определенных стратиграфических уровнях. Минеральный состав месторождений Армчер и Стрейтберг-Ридж приведен в табл. 2; остальные

Таблица 2

Минеральный состав трех месторождений, %

	Армчер	Стрейтберг-Ридж	Ходжкинсон
Кварц	5—30	10—35	30—45
Микроклин	10—50	0—35	10—30
Хлорит	20—60	30—70	0
Непрозрачные минералы (гл. о. гематит)	15—40	5—40	1—3 (гл. о. пирит)
Уранинит	Сл.—1	Сл.—1	Сл.—1
Монацит	1—3	1—3	Сл.—1
Мусковит—серицит	5—20		1—20
Рутил, сфен	Сл.	1	1—2
Флюорит	Сл.	0—15	0

месторождения имеют сходный минеральный состав. Как правило, вокруг рудных тел в породах развита широкая зона слабой минерализации.

В первичной зоне в хлоритовых и гематитовых породах распространен очень тонкозернистый уранинит (0,2—0,4 мм); часть хлорита выполняет пустоты, и здесь отмечается ограниченная серицитизация. Как правило, содержание урана и сульфидов возрастает по мере возрастания отношения первичного гематита к хлориту.

Небольшое количество урана содержится в монаците, ильмените и ортите. Другие акцессорные минералы представлены пиритом, халькопиритом, молибденитом, флюоритом, баритом (больше 1% на месторождении Радиум-Ридж), апатитом, ксенотимом и флогопитом. Главные элементы-примеси — медь (300—800 млн$^{-1}$), молибден (200—400 млн$^{-1}$), кобальт (100—600 млн$^{-1}$), марганец (1000—5000 млн$^{-1}$) и цериевая группа редких земель (до 1% в монаците).

В зоне выветривания, глубина которой, как правило, достигает 2,5 м, вместо хлорита присутствуют гематит и гётит, а уранинит превращается во вторичные минералы; вторичная урановая смолка обнаружена и в первичной зоне. Большая часть старых урановых выработок была пройдена в проницаемых зонах, обычно вдоль разломов, где грунтовые воды отложили вторичные торбернит и отенит [1].

По данным разведки на выходах массивные пластовые гематитовые брекчии имеют радиоактивность, в 3—10 раз превышающую фоновую.

Перспективная площадь Ходжкинсон. Перспективный участок Ходжкинсон отличается от пластовых месторождений. Он меньше по размеру, характеризуется более богатыми рудами, приурочен к рассланцованным и брекчированным гранитам, хлорит и гематит здесь отсутствуют (табл. 2). В непосредственной близости от перспективного участка располагаются жилы брекчий (мощностью 2—25 см) и небольшие выходы брекчий, похожих на пластовые брекчии.

Первичная минерализация наследовала брекчированность вмещающих пород и представлена кварцем, пиритом, небольшим количеством арсенопирита и уранинитом (5—15 мкм); присутствуют также отдельные зерна сфалерита, гринокита, халькопирита и молибденита. Вмещающие граниты окварцованы или каолинитизированы и серицитизированы. Эти минерализованные породы были брекчированы, и в качестве цемента выступали уранинит, пирит и халцедон. После повторного брекчирования образовался обогащенный железом халцедон, содержащий небольшое количество пирита, и рассеянный гуммитоподобный минерал.

В разрезе урановосная зона имеет форму перевернутого конуса, вершина которого располагается на глубине 65—100 м ниже поверхности. Верхняя сильно радиоактивная зона характеризуется низкими до средних содержаниями урана; она переходит ниже в зону с более слабой радиоактивностью, но с более высоким содержанием урана. Выше конуса минерализованные вмещающие породы ожелезнены, подверглись интенсивному выщелачиванию и содержат небольшие линзы вторичных урановых минералов. Высокая наземная радиоактивность была обнаружена только вдоль разлома, окаймляющего северный склон небольшого холма, непосредственно расположенного над месторождением.

Генезис. Предполагается, что первичная минерализация имеет гидротермальное происхождение.

В перспективном участке Ходжкинсон рудные растворы проникали в брекчированные породы. Коническая форма перспективного участка и неравновесность урана указывают, что первичные руды были обогащены ураном, выщелоченным из зон окисления и переотложенным в виде сажистого уранинита на более низких уровнях в восстановительных условиях.

Предполагается, что месторождения в пластовых брекчиях сформировались на пути следования минерализующих растворов, связанных, возможно, со щелочными магматическими породами.

Возраст минерализации не определен, но, по-видимому, он соответствует раннепалеозойской орогении. Это согласуется с возрастом 580 ± 30 млн. лет, полученным для абсита (торийсодержащий браннерит.— *Ред.*) из Крокер-Уэлла [2].

Благодарности

Данные по минералогии и петрографии заимствованы у Р. Дэви, С. Уайтхеда и Р. Купера (AMDEL) и Х. У. Фандера (CMS). Автор благодарен также многим геологам за помощь и критику. Данная статья опубликована с разрешения компаний Oilmin Group и Transoil N. L.

Список литературы

1. *Coats R. P., Blissett A. H.*, Regional and economic geology of the Mt. Painter province, Bull. geol. Surv. S. Aust., 43, 1971.
2. *Campana B., King D.*, Regional geology and mineral resources of the Olary Province, Bull. geol. Surv. S. Aust., 34, 1958.

Территория Морин, перспективная на уран, фтор и молибден

П. О'Рурке

Общие сведения

Перспективный участок Морин является уникальным проявлением рудной минерализации, приуроченной к базальной осадочной толще разреза палеозойских кислых вулканитов. Совместная минерализация урана, фтора и молибдена проявляется в виде стратиформных линзовидных тел, залегающих согласно внутри толщи конгломератов, песчаников, сланцев и алевролитов. Зоны богатых руд образуют манто (пологозалегающие стратифицированные рудные тела.— *Ред.*), вытянутые по падению и располагающиеся обычно в пределах стратиформных зон минерализации бедных руд. Месторождение пространственно приурочено к несогласному контакту между образованиями докембрия и палеозоя и имеет предположительно метасоматическое происхождение.

Участок Морин (18°00′ ю. ш., 143°26′ в. д.) расположен примерно в 290 км к юго-западу от Кэрнса и в 35 км к север-северо-западу от Джорджтауна (рис. 1). Климат района месторождения полузасушливый с сезоном муссонных дождей. Среднегодовое количество осадков, большая часть которых выпадает за период с декабря по март, составляет 76 см. Летом температуры часто достигают 38—45°С.

В течение зимы 1969 г. автор проводил работы на территории района Джорджтаун с целью промышленной оценки расположенных здесь месторождений цветных металлов. Полевые геологические исследования, выполненные в 1969—1970 гг., выявили полиметаллическую минерализацию. В результате этой работы была оконтурена площадь размером около 400 кв. миль, перспективная в геологическом отношении с точки зрения поисков месторождений цветных металлов и урана. Аэрорадиометрическая и аэромагнитная съемки, проведенные в июле 1971 г., завершились обнаружением радиоактивных обнажений. В течение 1972 г. были выполнены детальные исследования, включающие проходку скважин общей длиной 6700 м. Для выявления более широких возможностей эксплуатации месторождения необходимо проведение буровых и оценочных работ.

Геология

Региональная геология. Как показал Уайт [3], район Джорджтауна сложен архейскими породами (окно Джорджтаун) основания, перекрытыми толщей осадочных пород протерозоя, вулканитами палеозоя, а также меловыми и четвертичными осадочными породами. Большая часть кристаллического основания сложена гранитами и метаморфическими породами. По мнению Бранча [1], размещение палеозойских вулканитов было связано с образованием кальдеры оседания. До главных вулканических эпизодов в грабенах происходило накопление аллювиальных осадков. Вулканиты Галлоуэй, имеющие предположительно пермокарбоновый возраст, выходят на поверхность в ряде обнажений северо-восточного простирания на самом севере окна Джорджтаун; они и слагают перспективный участок Морин.

P. J. O'Rourke, Senior Geologist, Central Coast Exploration N. L.

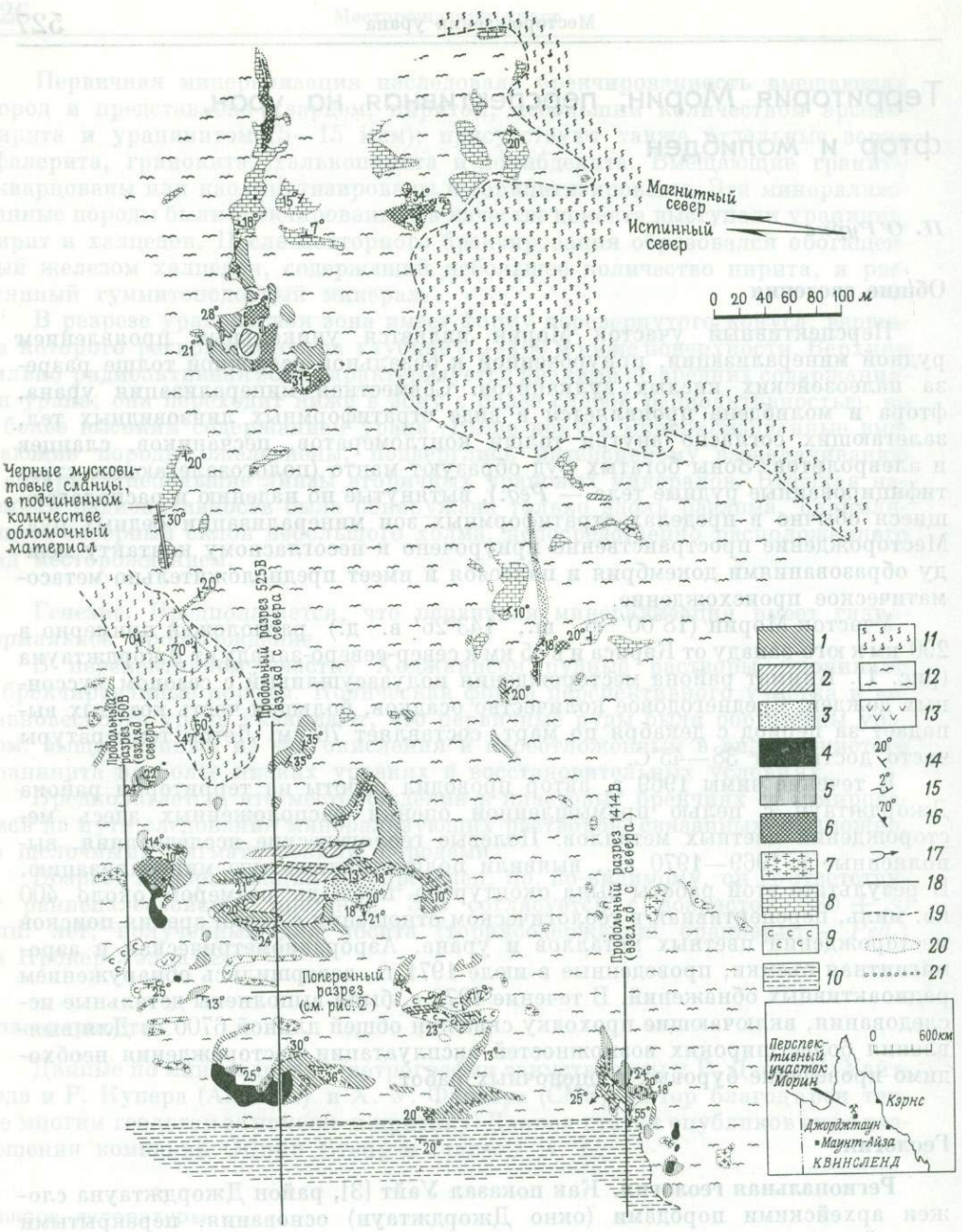


Рис. 1. Обобщенная геологическая карта перспективного участка Морин.

1 — умеренно флюоритизированные осадочные породы, главным образом песчаники и конгломераты; *2* — слабо флюоритизированные осадочные породы, возможно частично выщелоченные, главным образом песчаники и конгломераты; *3* — от слабо до умеренно флюоритизированных тонкозернистые осадочные породы; *4* — высокие содержания U_3O_8 в осадочных породах, главным образом песчаниках и конгломератах; *6* — лимонитизированные песчаники и конгломераты; *7* — лимонитизированные мусковитсодержащие песчаники, тонкозернистые песчаники, в подчиненном количестве сланцы; *8* — известковые мусковитовые сланцы, алевролиты, полевошпатовые песчаники, аркозы, в подчиненном количестве оолитовые сланцы, конгломераты, лимонит, травертин; *9* — «шоколадное» изменение (образование тонкозернистого гематита) в мусковитовых песчаниках, сланцах, алевролитах; *10* — тонкозернистые мусковитовые песчаники, сланцы, алевролиты, конгломераты, обычно окварцованные с поверхности; *11* — метаморфические породы, очень изменчивые по литологии, включающие кварц-мусковитовые сланцы, кварц-плагиоклазовые пегматиты, гранулиты, амфиболиты, деформированные и собранные в складки; *12* — аллювий; *13* — порфировые риолиты с полосчатостью течения и миндалинами агата; *14* — простирание и падение слоистости; *15* — простирание и падение слоев, смятых в складки; *16* — простирание и падение сланцеватости; *17* — погружение складки; *18* — геологические границы, положение которых установлено точно; *19* — геологические границы, положение которых точно не установлено; *20* — обнажения пород; *21* — участки конгломератов.

Детальная геология перспективного участка Морин. На участке Морин развиты три основные формации: Гилберт-Ривер, вулканиты Галлоуэй и метаморфические породы Эйнаслей.

Формация Гилберт-Ривер (*нижний мел*). Эта формация несогласно перекрывает вулканиты Галлоуэй и представлена залегающими почти горизонтально конгломератами, песчаниками и сланцами.

Вулканиты Галлоуэй (*пермь — карбон*). Пологозалегающая толща вулканитов состоит в основном из риолитов, игнимбритов, агломератов и базальтов; в подчиненном количестве присутствуют прослои туфов и осадочных пород. В пределах участка разрез осадочных пород обычно имеет большую мощность, и к его базальной части приурочена минерализация (рис. 1).

Ниже приведен обобщенный стратиграфический разрез участка:

1. Верхние вулканиты (>300 м?)
   а. Игнимбриты, агломераты
   б. Игнимбриты, агломераты, небольшое количество базальтов с миндалинами агата, туфы (?)
2. Нижняя осадочная толща (320—400 м?)
   а. Туфы
   б. Известняки
   в. Алевролиты — песчаники
   г. Конгломераты, песчаники, аркозы, алевролиты

В пределах участка базальная осадочная толща вулканитов Галлоуэй (г) имеет мощность около 60 м. Обычно наблюдается следующий обобщенный разрез этой толщи (сверху вниз):

Песчаники, 11—12 м	Галечниковые песчаники, полевошпатовые песчаники, конгломераты, в подчиненном количестве алевролиты
Алевролиты, 17—24 м	Алевролиты, хлоритизированные алевролиты, хлоритовые сланцы, тонкозернистые песчаники, шоколадные сланцы, шоколадные алевролиты, подчиненное количество риолитовых лав, силлы, туфы (?) Возможно, в базальной части пачки присутствует маркирующий горизонт водорослевых алевролитов мощностью 1 м
Песчаники, 3—5 м	Песчаники, галечные песчаники, конгломератовые песчаники, аркозовые песчаники
Алевролиты, 12—15 м	Алевролиты, хлоритизированные алевролиты, сланцы, хлоритовые сланцы, шоколадные сланцы, алевролиты; участками слои грубозернистых песчаников и конгломератов
Базальные песчаники, 9—20 м	Полевошпатовые песчаники, тонко- и грубозернистые песчаники, галечные песчаники, конгломераты, подчиненное количество графитсодержащих конгломератов; изредка прерывистые слои алевролитов у основания пачки; отмечаются зоны, обогащенные углеродом

В целом пачка характеризуется частым изменением литологического состава пород, и, за исключением отмеченного выше алевролитового маркирующего горизонта, в ней не выделяются четкие маркирующие горизонты. Слои галечных и конгломератовых песчаников не выдержаны по простиранию и поэтому не могут быть использованы в качестве маркирующих.

Метаморфические породы Эйнаслей (*архей*). Эта формация состоит из слюдяных сланцев, гранитогнейсов, кварцитов, пегматитов, тонкозернистых гранулитов и амфиболитов. Формация интенсивно деформирована; наблюдается складчатость всех масштабов — от мелкомасштабной до региональной.

Метаморфические породы Эйнаслей слагают кристаллическое основание и несогласно перекрыты вулканитами Галлоуэй. Слоистость в базальной осадочной толще вулканитов Галлоуэй точно отвечает эродированной поверхности метаморфических пород Эйнаслей.

Минерализация

Минерализация чаще проявляется в виде замещения основной массы, реже в виде полного замещения породы, избирательного замещения или заполнения трещин. Уран, фтор и молибден обычно встречаются совместно, но в виде самостоятельных минералов.

Минерализация четко контролируется осадконакоплением, а в некоторых случаях диагенезом пород. Это выражается в ее приуроченности к слоям грубозернистых пород, в частности к конгломератам. Однако минерализация не ограничивается грубозернистыми осадками, поскольку алевролиты более подвержены полному замещению, чем другие типы пород.

Присутствующие элементы. *Уран.* Минералогия урана сложна, особенно в зоне окисления, где развиты многие минералы. В первичной зоне присутствует уранинит, которому до значительной глубины сопутствуют фосфаты. В Австралийской лаборатории разработки полезных ископаемых с помощью рентгеновских методов и микрозондового анализа были определены следующие минералы: ренардит, салеит, метаураноцирцит, уранопилит (в смеси с натроярозитом или карфосидеритом), смесь отенита и метаотенита, метаотенит II $Ca(UO_2)_2(PO_4)_2 \cdot 6H_2O$ (этот минерал раньше не был обнаружен в природе), неидентифицированный уранофосфат кальция (его порошкограмма не похожа на опубликованные порошкограммы всех известных минералов; возможно, новый минерал), уранинит. В некоторых участках уранинит ассоциируется с пиритом, особенно с его тонкокристаллической разновидностью, а также с углеродистым веществом в осадках.

Результаты бурения показывают, что наибольшие концентрации урана в ассоциации с распространенным флюоритом и менее распространенным молибденитом приурочены к трубкообразным телам. Эти тела падают под углом 20° и вытянуты по падению слоев. Они обычно располагаются в пределах пластовых зон более слабой флюорит-уран-молибденовой минерализации (рис. 2).

Как трубки, так и включающие их пластовые зоны содержат промышленную минерализацию.

Очень сходные пологозалегающие трубкообразные тела описаны в ..оахуила, Мексика, как структуры манто [2]; их образование связывают с гидротермальным замещением вдоль глубоких трещин и разломов в подстилающих породах. Предполагают, что трубкообразные тела на участке Морин также имеют структуру манто (рис. 3).

В пределах участка Морин описано несколько подобных манто; длина их колеблется от 61 до 213 м; по простиранию они прослеживаются на 6—30 м (6—12 и 12—30 м), а их мощность изменяется от 7 до 23 м (7 и 11—23 м). Наиболее крупная из обнаруженных зон минерализации представляет собой манто неправильной формы длиной 91 м; по простиранию она прослеживается на 24 м и имеет мощность от 23 до 52 м (рис. 3). Эта зона еще полностью не оконтурена бурением, но характерной чертой ее является исключительно малая протяженность по простиранию слоев. Она, по-видимому, переходит в серию гораздо более узких пластов как вверх, так и вниз по падению и отличается от подобных структур гораздо большими колебаниями мощности. При бортовом содержании 0,05% U_3O_8 среднее содержание в настоящее время оценивается в 0,16% U_3O_8, причем последнее сильно варьирует, например описаны небольшие количества руды с гораздо более высоким содержанием.

Фтор. Из идентифицированных минералов флюорит является единственным минералом фтора. Среднее содержание флюорита в ассоциации с ураном

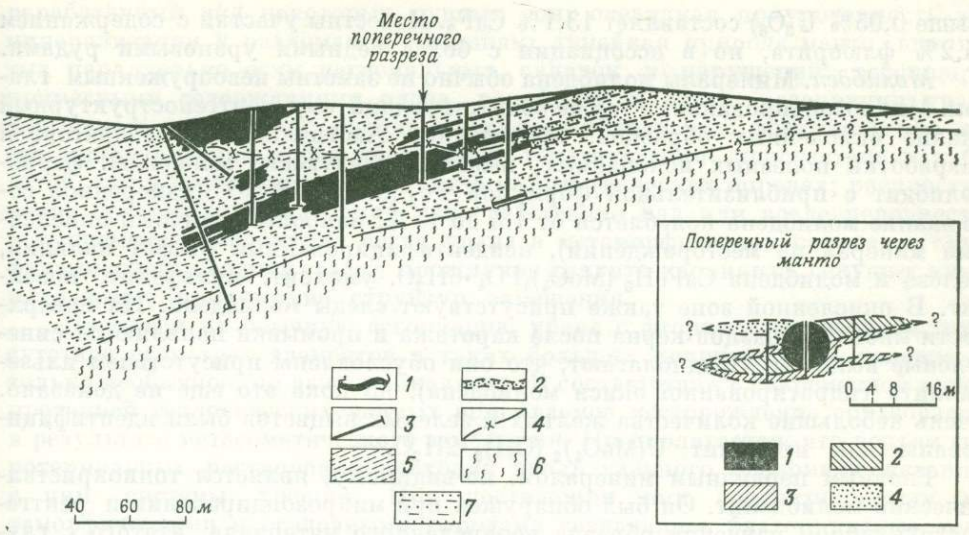


Рис. 2. Продольный разрез 525В через манто.

1 — флюорит-уран-молибденовая минерализация; *2* — слабая флюорит-уран-молибденовая минерализация; *3* — буровые скважины; *4* — уровень грунтовых вод; *5* — алевролиты; *6* — метаморфические породы; *7* — лимонитизированные мусковитовые песчаники, тонкозернистые песчаники, конгломераты, подчиненные сланцы; *на врезе*: *1* — наибольшая мощность зоны минерализации, умеренные и богатые содержания урана и флюорита; *2* — зона минерализации, главным образом флюорит с подчиненным количеством урана; *3* — слабая флюоритовая минерализация, незначительные содержания урана; *4* — слабая урановая минерализация.

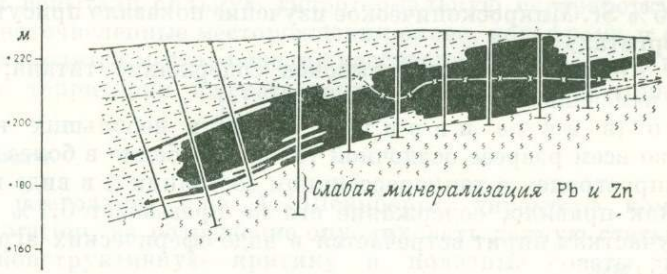


Рис. 3. Продольный разрез 150В через манто.
Условные обозначения см. на рис. 2.

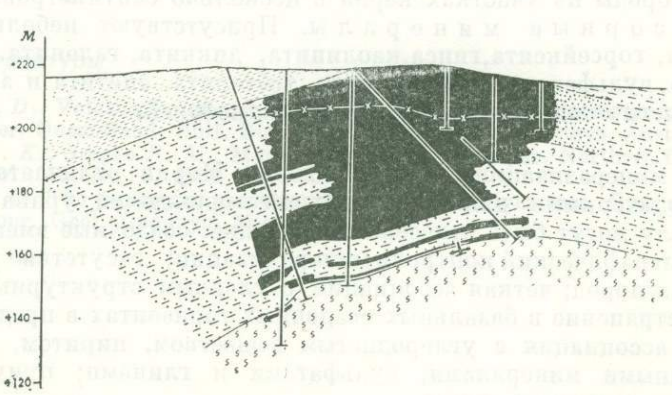


Рис. 4. Продольный разрез 1414В через манто.
Условные обозначения см. на рис. 2.

(выше 0,05% U_3O_8) составляет 13,1% CaF_2. Известны участки с содержанием 14,2% флюорита, но в ассоциации с более бедными урановыми рудами.

Молибден. Минералы молибдена обычно не заметны невооруженным глазом. Микрозондирование, а также сопутствующий ему рентгеноструктурный анализ окисленных образцов, проведенные Австралийской лабораторией разработки полезных ископаемых, выявили следующие минералы: ферромолибдит с приблизительной формулой $Fe_2(MoO_4)_3 \cdot 8H_2O$ (измеренное содержание молибдена колеблется от 1,4 до 15%; наиболее типичный окисленный минерал на месторождении), неидентифицированный фосфат кальция, железа и молибдена $CaFeH_6(MoO_4)_4PO_4 \cdot 6H_2O$, умохоит, вульфенит, повеллит. В окисленной зоне также присутствуют следы молибдена. На поверхности многих образцов керна после каротажа и промывки появляются синезеленые выцветы. Предполагают, что они обусловлены присутствием ильземаннита (гидратированной окиси молибдена), но пока это еще не доказано. Очень небольшие количества желтых и зеленых выцветов были идентифицированы как иригинит $U(MoO_4)_2(OH)_2 \cdot 2H_2O$.

Главным первичным минералом, по-видимому, является тонкокристаллический молибденит. Он был обнаружен при микрозондировании и рентгеноструктурном изучении образца неокисленного материала, взятого с глубины 24 м. В керне другой скважины в 1 м от поверхности был обнаружен молибденит в виде мелких сложных пирит-молибденитовых зерен, а также в виде прорастаний с горсейкситом $H_2Ba_2(Al(OH)_2)_6(PO_4)_4$. Среднее содержание молибдена в ассоциации с ураном (0,05% U_3O_8) составляет 0,099%. Содержание молибдена сильно варьирует, повышаясь в некоторых зонах до 4,5%.

Другие элементы. Стронций. Некоторые участки содержат приблизительно до 1,5% Sr. Микроскопическое изучение показало присутствие гойяцита и сванбергита.

Титан. Анализы показали высокое содержание титана; в шлифах наблюдались измененный рутил и анатаз (?)

Железо (в виде пирита). Пирит в небольших количествах присутствует во всем разрезе осадочной толщи, особенно в более хлоритовых слоях. Он распространен в тонкорассеянном состоянии и в виде выполнения трещин, но, как правило, содержание его не превышает 0,1% по объему. В некоторых участках пирит встречается в виде сферических агрегатов диаметром до 2,5 мм.

В участках с высоким содержанием урана пирит очень тонкозернист и едва различим невооруженным глазом. Тонкозернистый пирит составляет до 20 об. % породы на участках керна в несколько сантиметров.

Акцессорные минералы. Присутствуют небольшие количества барита, горсейксита, гипса, каолинита, диккита, галенита, сфалерита, халькопирита, вульфенита, арсенопирита, трёгерита, апатита и алунита, по-видимому генетически связанных с минерализацией.

Генезис минерализации. Месторождение Морин отличается многими чертами, характерными для осадочных месторождений урана.

К их числу могут быть отнесены следующие: осадочные вмещающие породы и стратиграфический контроль минерализации; отсутствие рудоносных магматических пород; четкая ассоциация с главным структурным несогласием; распространение в базальных осадочных горизонтах в пределах толщи вулканитов; ассоциация с углеродистым веществом, пиритом, фосфатами, гидратированными минералами, сульфатами и глинами; приуроченность урана к более пористым зонам.

Для гидротермальных месторождений характерны следующие особенности: пересечение зонами минерализации осадочных структур; сильно пе-

реработанный вид некоторых рудных зон; очевидная приуроченность зон минерализации к разломам и трещинам; линейная природа манто, вытянутых параллельно осям региональных складок и нарушений; ассоциация примесными содержаниями олова, вольфрама и ртути; ассоциация урана с фтором и молибденом; эффект осветления вблизи руд; возникновение части минерализации после нарушений; гематитизация; присутствие как богатой, так и бедной минерализации в метаморфических породах; распространение богатой минерализации непосредственно над или возле неровностей в фундаменте; ассоциация части урана в метаморфических породах с сульфидами; очень поздняя стадия прожилков диккита-каолинита, секущих минерализацию; присутствие структур замещения.

Несмотря на обычную ассоциацию урана с фтором и молибденом, присутствие всех трех элементов в таких больших количествах — явление не только необычное, но даже уникальное. В соответствии с современной интерпретацией геологических данных описываемое месторождение образовалось в результате метасоматического замещения. Предполагается, что подъем гидротермальных растворов происходил вдоль главного разлома и связанной с ним системы трещин. При достижении ими контакта между метаморфическими и осадочными породами создавались благоприятные условия для осаждения металлов. На процесс осаждения оказывали влияние различия в минеральном составе и осадочных структурах вмещающих пород. Имеются указания на то, что области развития углеродсодержащих и известковых пород более благоприятны для осаждения руд.

Непосредственный источник минерализации неясен. Предполагают, что минерализованные растворы могли быть связаны с гранитами Элизабет-Крик, которые не обнажаются в этом районе. Верхнепалеозойские граниты Элизабет-Крик испытали сильную гидротермальную переработку; к ним приурочены многочисленные месторождения олова, вольфрама и фтора. В 16 км к востоку находятся месторождения касситерита, а в 65 км к востоку — перспективные территории на касситерит, вольфрамит и топаз.

Благодарности

Автор благодарит г-на А. Шейнберга, директора компании Central Coast Exploration, за разрешение опубликовать данную статью. Автор высоко ценит конструктивную критику и полезные советы, полученные от Дж. Х. Брукса — главного геолога Геологической службы Квинсленда. Рисунки были любезно выполнены У. Дж. Глидденом, сотрудником бюро Layton' Drafting Services Brisbane.

Список литературы

1. *Branch C. D.*, Volcanic cauldrons, ring complexes, and associated granites of the Georgetown Inlier, Queensland, Bull. Bur. Min. Resour. Geol. Geophys. Aust., 76, 1966.
2. *Temple A. K., Grogan R. M.*, Manto deposits of Fluorspar, Northern Coahuila, Mexico, Econ. Geol., 58, No. 7, 1963.
3. *White D. A.*, The geology of the Georgetown-Clarke River area, Queensland, Bull. Bur. Min. Resour. Geol. Geophys. Aust., 71, 1965.

Осадочное урановое рудное тело Беверли, Южная Австралия

Р. Хейнс

Общие сведения

Приповерхностная зона аномальной радиоактивности площадью 50 км², расположенная к востоку от северной части хребта Флиндерс (30°12′ ю. ш., 139°37′ в. д.), в 550 км к северу от Аделаиды, в третичных осадках Фром-Имбеймент Большого Артезианского Бассейна (рис. 1), была обнаружена в ноябре 1969 г.

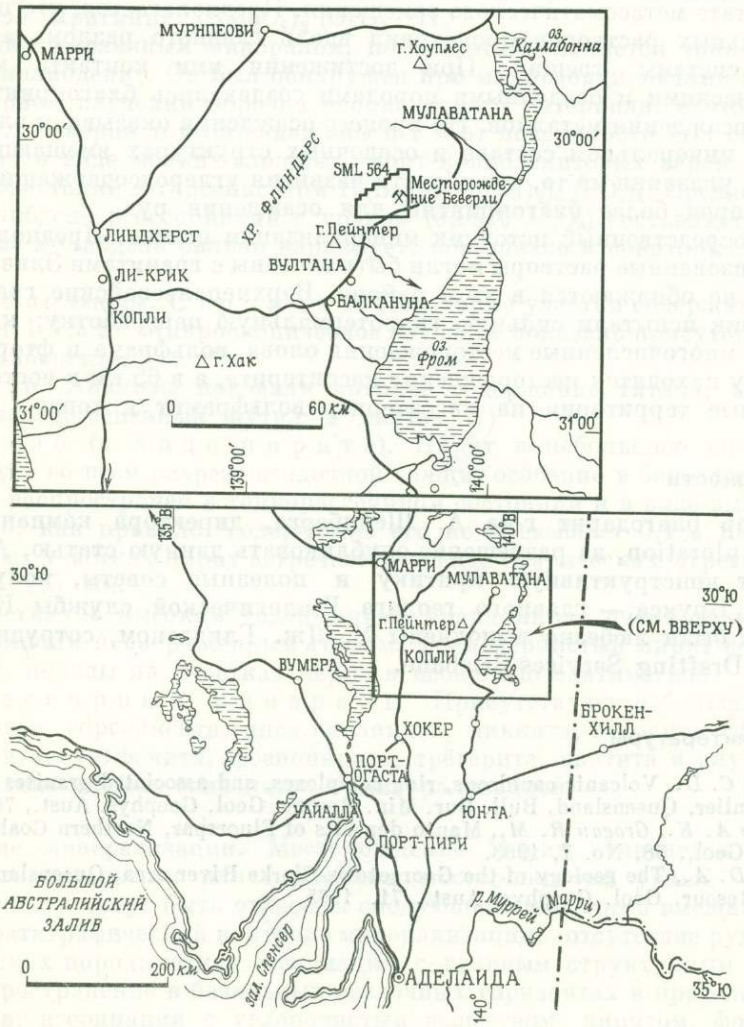


Рис. 1. Перспективный участок Беверли, район озера Фром.

R. W. Haynes, Exploration Manager, Petromin N. L. Публикуется с разрешения компании.

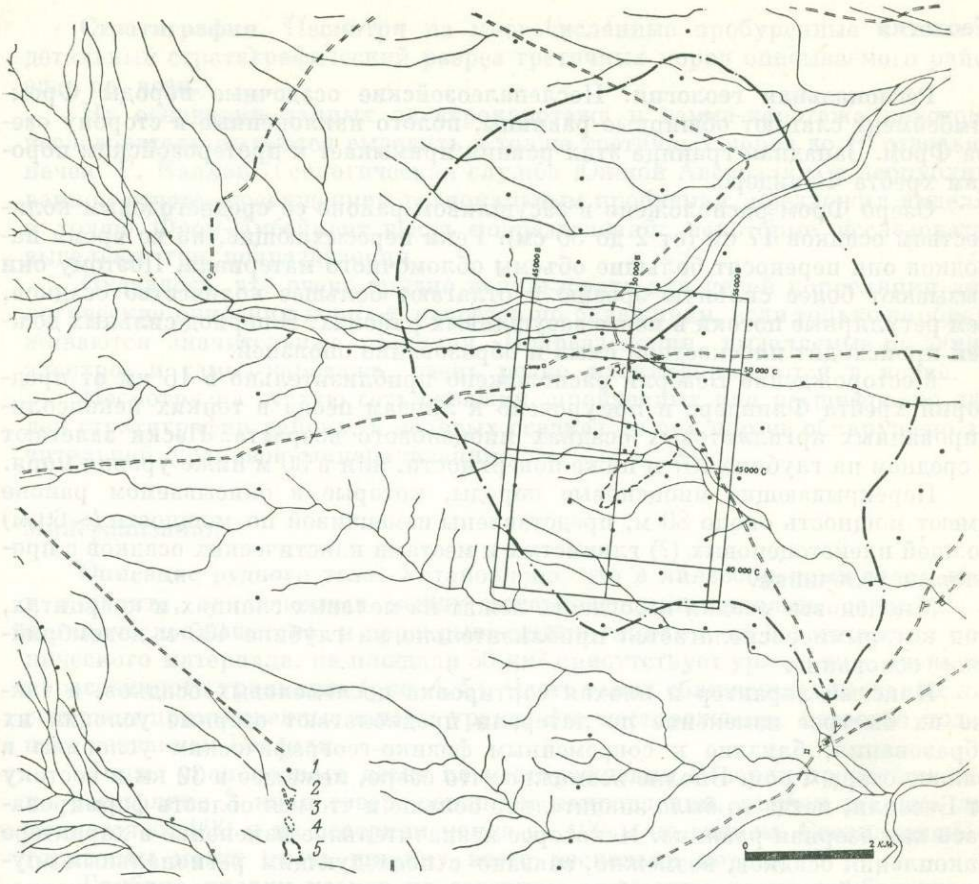


Рис. 2. Область радиометрической аномалии, урановое месторождение Беверли.
1 — скважины; *2* — потоки; *3* — дороги; *4* — месторождение Беверли; *5* — область радиометрической аномалии.

Опробование поверхности было произведено в связи с тем, что близко расположены богатые ураном породы горы Пейнтер, которые активно разведывались группой компаний Oilmin и Transoil No Liability. В 1968 г. эти компании начали опробование площади Фром-Имбеймент.

Близ подножия хребта Флиндерс в феврале 1969 г. было начато роторное бурение и произведен гамма-каротаж скважин. Буровики столкнулись с большими трудностями из-за присутствия в верхних частях разреза огромных гранитных блоков.

Первая скважина была пробурена 20 ноября 1969 г. в пределах ореола радиоактивности (рис. 2), где расположено месторождение Беверли. В апреле 1970 г. в пределах рудного тела Беверли была пробурена первая скважина, вскрывшая зону промышленных урановых руд. В этой скважине содержание U_3O_8 в интервале 2,5 м достигало 3,2 кг/т. Всего бурением было пройдено 10 тыс. м скважин.

Для оконтуривания месторождения Беверли было предпринято бурение группы скважин с расстоянием между скважинами 61 м, и к концу 1971 г. было пройдено 45 тыс. м скважин. К производству работ была привлечена компания Western Uranium Ltd. К концу 1972 г. общая длина скважин составила 86 тыс. м.

Компания Western Uranium Ltd. обнаружила руды на восточной границе ранее оконтуренной территории.

Геология

Региональная геология. Послепалеозойские осадочные породы Фром-Имбеймент слагают обширные равнины, полого наклоненные в сторону озера Фром. Западная граница этих равнин примыкает к протерозойским породам хребта Флиндерс.

Озеро Фром расположено в засушливом районе со среднегодовым количеством осадков 17 см (от 2 до 50 см). Реки пересыхающие, но во время паводков они переносят большие объемы обломочного материала. Поэтому они вызывают более сильную эрозию и отлагают большее количество осадков, чем регулярные потоки в менее засушливых районах. В период сильных дождей происходит плоскостной смыв и образование оползней.

Месторождение Беверли расположено приблизительно в 16 км от предгорий хребта Флиндерс и приурочено к линзам песка в тонких неконсолидированных аргиллитовых осадках миоценового возраста. Пески залегают в среднем на глубине 107 м ниже поверхности, или в 30 м ниже уровня моря.

Перекрывающие миоценовые породы, которые в описываемом районе имеют мощность около 80 м, представлены изменчивой по мощности (~60 м) толщей плейстоценовых (?) глинистых и местами кластических осадков с прослоями галечника.

Миоценовые осадки несогласно лежат на меловых сланцах и кварцитах, под которыми располагается приблизительно на глубине 400 м докембрийское основание.

Илистый характер и плохая сортировка послемеловых осадков, а также их быстрое изменение по латерали предполагают озерные условия их образования, близкие к современным физико-географическим условиям в районе озера Фром. Вполне возможно, что озеро, лежащее в 30 км к востоку от Беверли, когда-то было значительно больше и что вся область формировалась как озерная равнина. Некоторое незначительное изменение в характере накопления осадков, возможно, связано с последующим региональным опусканием района, а также с образованием разломов в конце третичного периода, четко прослеживающихся на восточном склоне хребта Флиндерс.

Тонкие прослои карбонатных глин в нижней части миоценового разреза указывают на то, что климат района характеризовался короткими дождливыми периодами, но в целом осадки близки к тем, которые образуются в озере Фром в настоящее время.

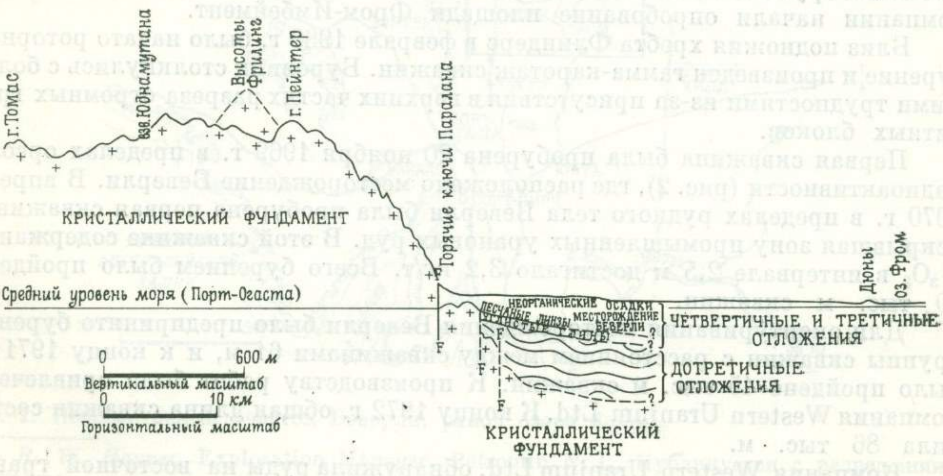


Рис. 3. Схематический разрез по линии гора Томас — гора Пейнтер — озеро Фром.

Стратиграфия. Несмотря на многочисленные пробуренные скважины, детальный стратиграфический разрез третичных пород описываемого района еще не ясен.

На основании данных электрокаротажа и гамма-каротажа некоторые исследователи пытаются выделить в толще третичных пород до 10 отдельных пачек. Р. Каллан (Геологическая служба Южной Австралии) в неопубликованном отчете, посвященном региональным проблемам, предложил выделять в толще Фром-Имбеймент шесть подразделений; некоторые исследователи выделяют три подразделения.

Оказалось, что очень трудно использовать для целей корреляции литологические описания керна и разрезов по скважинам, если только не обнаруживаются значительные различия. Подразделения, выделяемые по данным электро- и гамма-каротажа, очень редко идентифицируются в керне.

Несмотря на густую сеть скважин, пройденных для расшифровки деталей стратиграфии района, в меловых осадках до сих пор не обнаружено значительной урановой минерализации.

Минерализация

Описание рудного тела. Установлено, что в линзообразных телах песка и алеврита, заключенных между подстилающими глинами, содержащими органическое вещество, и перекрывающими глинами, не содержащими органического материала, на площади 50 км^2 присутствует уран в виде очень тонкорассеянного уранинита (рис. 4, 5). Часть таких сближенных песчаных линз содержит промышленные запасы урана. Это месторождение известно под общим названием Беверли.

Линзы урановосного песка на месторождении Беверли прослеживаются на расстояние 3 км в северо-западном направлении, причем ширина линз меняется от 900 м на северном конце до 100 м на южном. Соединяющие их горизонты могут иметь ширину всего несколько метров.

Глубина кровли песков на северном окончании равна приблизительно 83 м, на южном — около 145 м, а в среднем составляет около 107 м. Мощность урановосного песка колеблется от 1 до 20 м и более, причем сильные колебания отмечаются в пределах очень небольших горизонтальных расстояний.

Уран обычно приурочен к нижним частям песчаных линз, но может встречаться в виде линзообразных скоплений в теле песка или в рассеянном состоянии. Местами содержание урана повышается и в подстилающих глинах, содержащих органический материал.

По данным компании Petromin No Liabitity, запасы составляют 15 800 т U_3O_8, из которых извлекаемыми по современным кондициям признаны 11 000 т. Содержание в них U_3O_8 составляет 2,4 кг/т. Предполагают, что в процессе последующего бурения в пределах описываемого района будут обнаружены новые месторождения, сходные с Беверли.

Сравнение с месторождением Вайоминг. Осадочное урановое месторождение Беверли имеет много общих черт с месторождением Вайоминг. Так же как и на месторождении Вайоминг, урановая минерализация представлена здесь тонкорассеянным уранинитом; богатые руды в некоторых зонах рассматриваются как местные раздувы. Месторождение расположено в третичных песках на границе зон окисления — восстановления, близ края некрупного бассейна осадконакопления, примыкающего к приподнятому гранитному источнику сноса.

Однако ряд черт, характерных для месторождения Вайоминг, таких как наличие безрудных внутренних зон, обилие вторичного грубозернисто

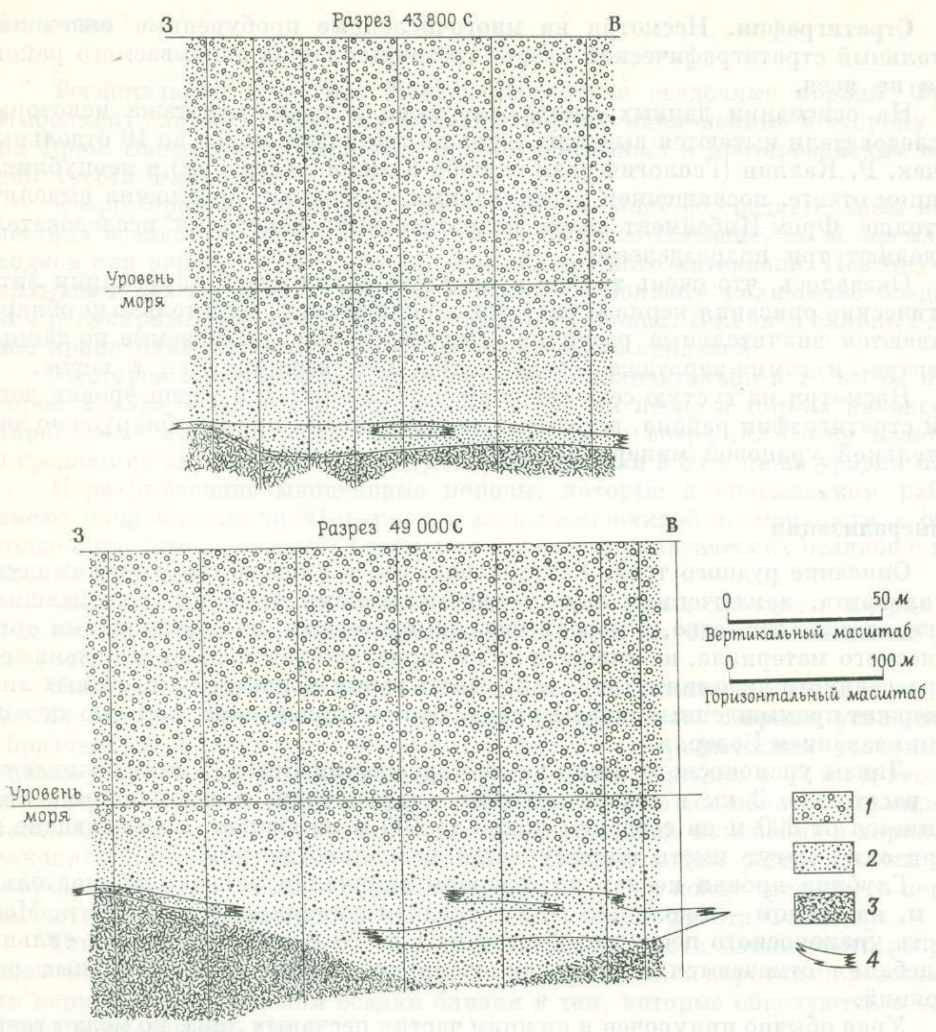


Рис. 4. Поперечные разрезы.

1 — пески и гравий с подчиненным количеством алеврита и глины; *2* — пачка Беверли; перемежающиеся пески, алевриты и глины; *3* — аргиллиты, содержащие органический материал; *4* — зона минерализации.

го и тонкозернистого третичного пирита, значительные содержания молибдена, меди, ванадия и тория в фронтальной части, наличие грубозернистых обломочных вмещающих пород здесь отсутствует.

Детали металлографии. Австралийская лаборатория разработки полезных ископаемых получила авторадиографию керна с северного фланга месторождения Беверли. Описание гласит: «Электронный микроанализ показал присутствие 12 элементов, однако главными составляющими являются уран и кремний. Алюминий, железо, кальций, фосфор и сера содержатся лишь в небольших количествах.

Уран распространен в виде точечных выделений размером до 100 мкм, но обычные размеры выделений составляют 5—10 мкм. В катодной трубке четкие границы отсутствуют, а наблюдается электронный спектр адсорбций (рис. 6). Такие границы характерны для отдельных кристалликов минерала.

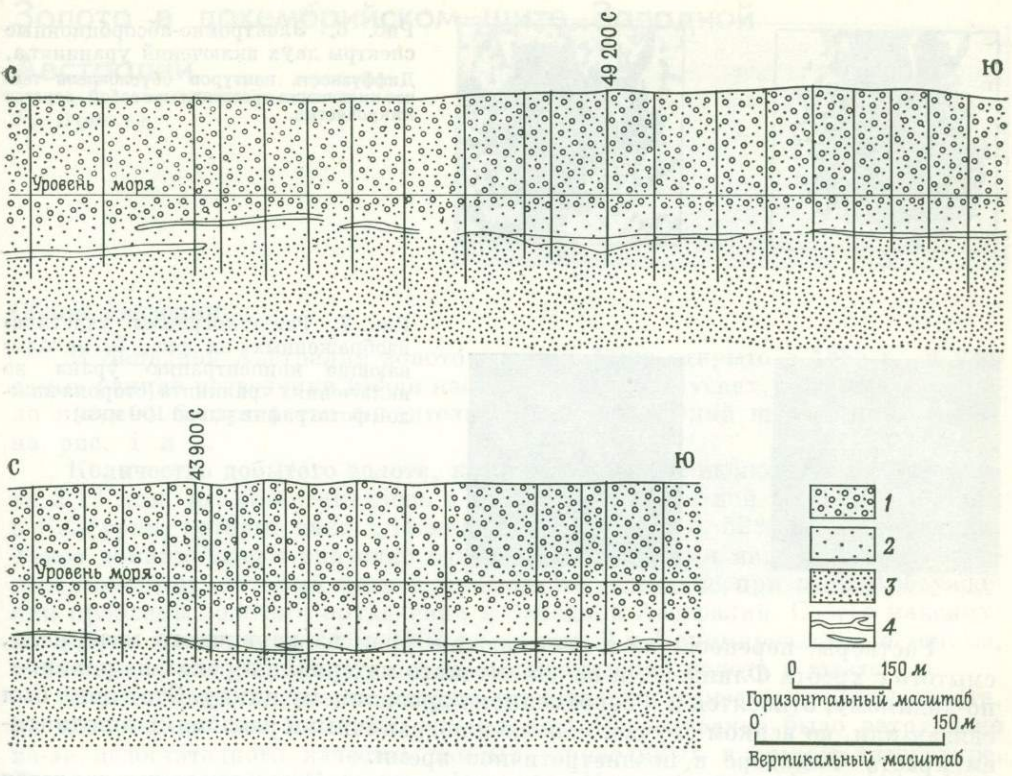


Рис. 5. Продольные разрезы.

1 — пески и гравий с подчиненным количеством алеврита и глины; *2* — пачка Беверли, перемежающиеся пески, алевриты и глины; *3* — аргиллиты, содержащие органический материал; *4* — зона минерализации.

Предполагается, что уран присутствует в виде уранинита, адсорбированного на глинистых частицах».

Проведенные опыты указывают на легкую выщелачиваемость уранинита в слабых растворах серной кислоты.

Генезис. Геоморфологические особенности района и близость осадочного уранового месторождения Беверли к относительно обогащенным ураном породам комплекса Маунт-Пейнтер говорят о такой очевидной ассоциации, что трудно серьезно говорить о каком-либо ином происхождении урана месторождения Беверли. Современные потоки, дренирующие породы фундамента, которыми сложен хребет Флиндерс, доставляют радиоактивные обломки к озеру Фром, на что указывают аэрорадиометрические данные. Однако ни месторождение Беверли, ни его радиометрические ореолы не выделяются при аэрорадиометрических (одноканальных или многоканальных) или наземных радиометрических съемках.

Вмещающие месторождение пески имеют миоценовый возраст, о чем свидетельствуют содержащиеся в них споры. Еще не решен вопрос о месте их отложения: в древних руслах потоков, в каналах размыва или в долинах выноса. Они могут представлять собой и древние песчаные дюны, подобные тем, которые встречаются в некоторых местах на западном берегу озера Фром. Однако такие дюны редки и перспективны только там, где непосредственно контактируют с подстилающими глинами, содержащими органический материал.

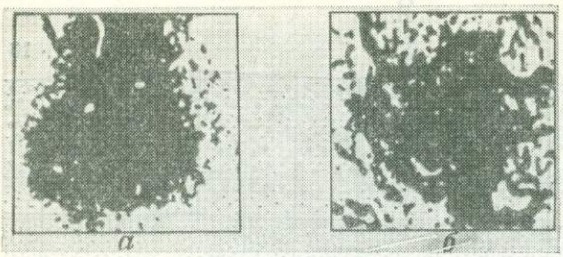


Рис. 6. Электронно-абсорбционные спектры двух включений уранинита.
Диффузность контуров обусловлена тем, что включения представляют собой агрегат микрочастиц.

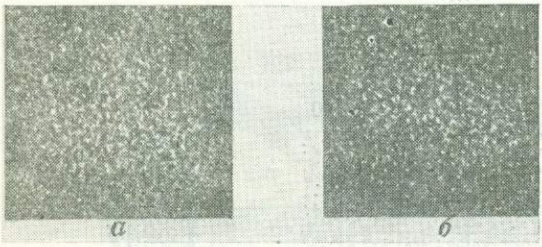


Рис. 7. Рентгенограммы участков, изображенных на рис. 6, показывающие концентрацию урана во включениях уранинита (сторона каждой фотографии равна 100 мкм).

Растворы, переносящие и осаждающие уран из первичного материала, смытого с хребта Флиндерс, и из обломочного материала в реках на равнине по-видимому, относятся и к современному эрозионному циклу. Этот цикл был связан или, во всяком случае, обновлен пограничными разломами и поднятием хребта Флиндерс в позднетретичное время.

Осаждение урана на границе зон окисления — восстановления является обычным процессом и, в частности, проявляется в тех участках, где пески подстилаются глинами, содержащими органический материал. В других районах области, там, где отсутствуют пески, уран осаждался на контакте светлых глин и глин с органикой, но в очень небольшом интервале, обычно меньше 60 см. Для этих участков определены содержания U_3O_8 до 15 кг/т, но более обычны содержания порядка 1 кг/т.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

Золото в докембрийском щите Западной Австралии

Р. Вудолл

Общие сведения

В Западной Австралии золото впервые было открыто в 1885 г., и уже самые ранние разведчики имели настолько большой успех, что к 1904 г. было найдено большинство значительных месторождений штата, показанных на рис. 1 и 2.

Количество добытого золота, которое в целом к июню 1971 г. составляло 2,13 млн. кг, обеспечивалось в основном разработкой жил Голден-Майл в Калгурли, которые дали 1,11 млн. кг металла, т. е. 52% всей продукции. Такое доминирующее значение одного месторождения является очень важным моментом, который надо принимать во внимание при любом обсуждении проблемы золотого оруденения в Западной Австралии. Своего максимума добыча золота достигла в 1903 г.; на рис. 3 и 4 суммированы все данные, касающиеся истории эксплуатации месторождений золота в штате.

В настоящей главе рассматриваются только те месторождения золота, на которых добыто более 300 кг металла. Исследование было затруднено из-за недостаточного качества данных, приводимых в старой литературе. Лишь месторождения Калгурли, Норсмен, Маунт-Магнет (Хилл 50) и Кулгарди (Бейлис) были объектами изучения в последнее время.

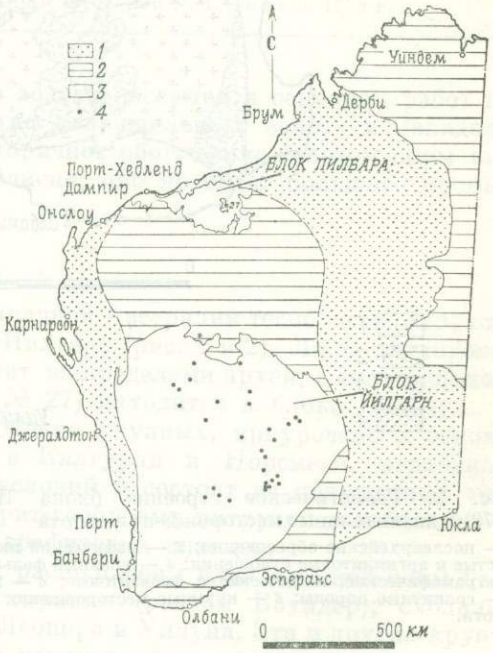


Рис. 1. Докембрийский щит Западной Австралии (по Gee, 1973) и расположение значительных месторождений золота.

1 — послепротерозойские образования; *2* — протерозой; *3* — архей; *4* — значительные месторождения золота.

R. Woodall, Exploration Manager and Chief Geologist, Western Mining Corporation Ltd.

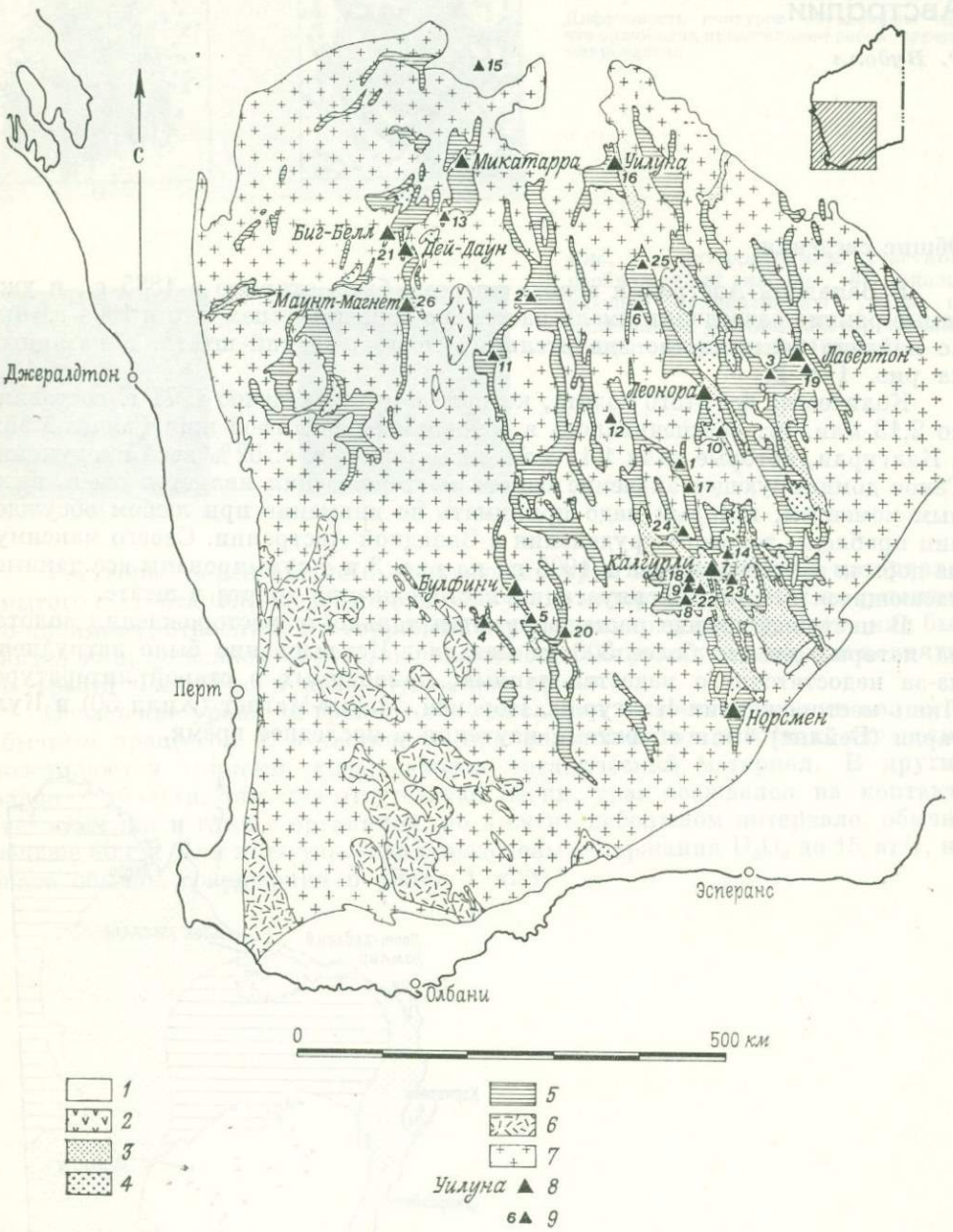


Рис. 2. Геологическое строение блока Йилгарн в Западной Австралии (по Gee, 1973) и значительные месторождения золота.

1 — послеархейские образования; *2* — мафический интрузивный комплекс; *3* — вулканогенные, песчанистые и аргиллитовые отложения; *4* — главный фельзитовый вулканический комплекс; *5* — вулканиты ультрамафические, мафические и фельзитовые; *6* — метаосадочные отложения, гранулиты и гнейсы; *7* — гранитные породы; *8* — крупные месторождения золота; *9* — прочие значительные месторождения золота.

Данные для двенадцати крупных месторождений приведены в табл. 1 и кратко рассматриваются в тексте; сведения по другим тридцати двум месторождениям суммированы в табл. 2. Структурные данные в основном опущены, так как очень трудно было их включить в столь краткое описание.

Таблица 1

Статистические данные по добыче золота на крупных месторождениях Западной Австралии, основанные на отчетах Западно-Австралийского горнорудного департамента по декабрь 1971 г.

Рудный центр	Главное месторождение	Руда, т	Золото		Дата открытия, год	Главный период добычи, годы
			кг	г/т		
Калгурли	Голден-Майл	92 164 408	1 107 721	12,0	1893	1895 — настоящее время
	Маунт-Шарлотт	3 824 140	16 576	4,3	1893	1962 — настоящее время
Леонора	Санс-оф-Гуалиа	7 254 395	82 025	11,3	1896	1897—1963
Норсмен	Марароа-Кроун	4 967 149	59 394	12,0[1]	1892	1897—1919; 1936 — настоящее время
	Принсесс-Ройал	1 391 476	30 669	22,0[1]	1892	1897—1910; 1947—1972
Уилуна	Уилуна	7 810 552	45 657	5,8	1904	1902—1910; 1931—1946
Маунт-Магнет	Хилл 50	3 008 522	40 363	13,4	1898	1937—настоящее время
Дей-Даун	Грейт-Фингалл	1 927 219	38 550	20,0	1891	1897—1918
Микатарра	Педдис-Флат	1 726 214	27 890	16,2	1894	1907—1939
Биг-Белл	Биг-Белл	5 694 357	23 077	4,1	1904	1937—1955
Булфинч	Копперхед	3 935 524	20 552	5,2	1909	1911—1921; 1952—1963
Лавертон	Лансфилд	1 587 706	16 464	10,4	1897	1899—1912; 1914—1928; 1935—1942

[1] По данным компании Central Norseman Gold Corporation N. L. по июнь 1972 г.

Статистические данные о добыче золота касаются в основном работ на коренных месторождениях. Разработка аллювиального золота в Западной Австралии несущественна, и, хотя вторичное обогащение золотом коры выветривания также широко распространено, оно не имеет большого промышленного значения.

Общая геологическая характеристика

Золоторудные месторождения Западной Австралии тесно ассоциируются с архейскими вулканитами блока Йилгарн (рис. 1 и 2). Лишь месторождение Пик-Хилл (№ 15 в табл. 2) лежит за пределами архея, а значительное месторождение Комет в Марбл-Бар (№ 27) находится в блоке Пилбара.

Большинство месторождений, особенно крупных, приурочено к основным вулканитам. Толщи последних в Калгурли и Норсмене, вероятно, являются типичными для подобных условий и состоят из подушечных толеитовых базальтов, толеитовых долерит-габбровых интрузий и небольшого количества туфовых, роговиковых и графитовых сланцев.

Месторождения района Калгурли расположены близ крупной зоны нарушений север-северо-западного простирания (разлом Боулдер); сходная структура проходит рядом с участком Леонора и Уилуна. Эти и другие крупные нарушения несомненно влияли на распределение вулканитов и находящихся в них золотых месторождений.

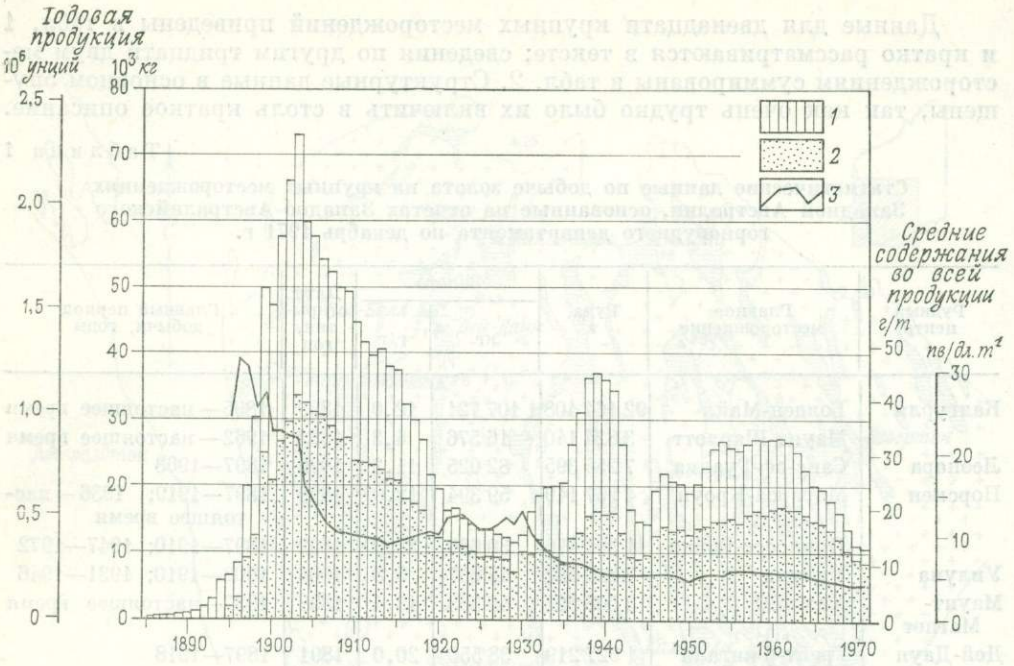


Рис. 3. История добычи золота в Западной Австралии.

1 — общая продукция; *2* — продукция на месторождении Голден-Майл (Калгурли); *3* — среднее содержание металла во всей добытой руде.

[1] пв/дл.т — пеннивейт/длинная тонна (dwt/L.T.)

Сульфиды могут составлять значительную часть руды или присутствовать исключительно в виде рассеянной вкрапленности. В общем стратиформные руды в осадочных или туфовых породах содержат больше сульфидов, чем секущие кварцевые залежи и жилы в изверженных породах. Пирит или пирротин обычно доминируют среди сульфидов; часто присутствуют также арсенопирит, галенит, халькопирит, сфалерит, тетраэдрит и антимонит. Теллуриды являются важными компонентами руд Калгурли, но отмечены также в Норсмене и Ора-Банде.

Интрузивные альбитовые «порфиры» связаны со многими месторождениями, особенно такими, как Калгурли, Норсмен, Маунт-Магнет (Хилл 50), Микатарра, Кулгарди (Бейлис и Тиндалс), Каноуна, Голден-Ридж и Гэмптон-Плейнс. Там, где имеются петрологические данные, эти породы отнесены к натровым дацитам или натровым риолитам.

Крупные месторождения

Голден-Майл (Калгурли) [4, 15, 50, 45]. Это наиболее крупное месторождение золота в Западной Австралии. Минерализованная зона площадью 4000 × 1200 м и протяженностью в глубину по крайней мере на 1500 м имеет местное название «Голден-Майл». Она располагается в сжатой синклинали, пологопогружающейся на юг. Зона образована серией послескладчатых разломов, которые косо пересекают стратиграфический разрез и, возможно, относятся к системе нарушений, заключающих в настоящее время отдельные золотые жилы.

Почти вся продукция, вероятно 80%, поступает из вмещающих толеитовых долеритов Голден-Майл, представляющих собой сложный интрузив, состоящий из десяти четко выраженных частей, которые образованы различ-

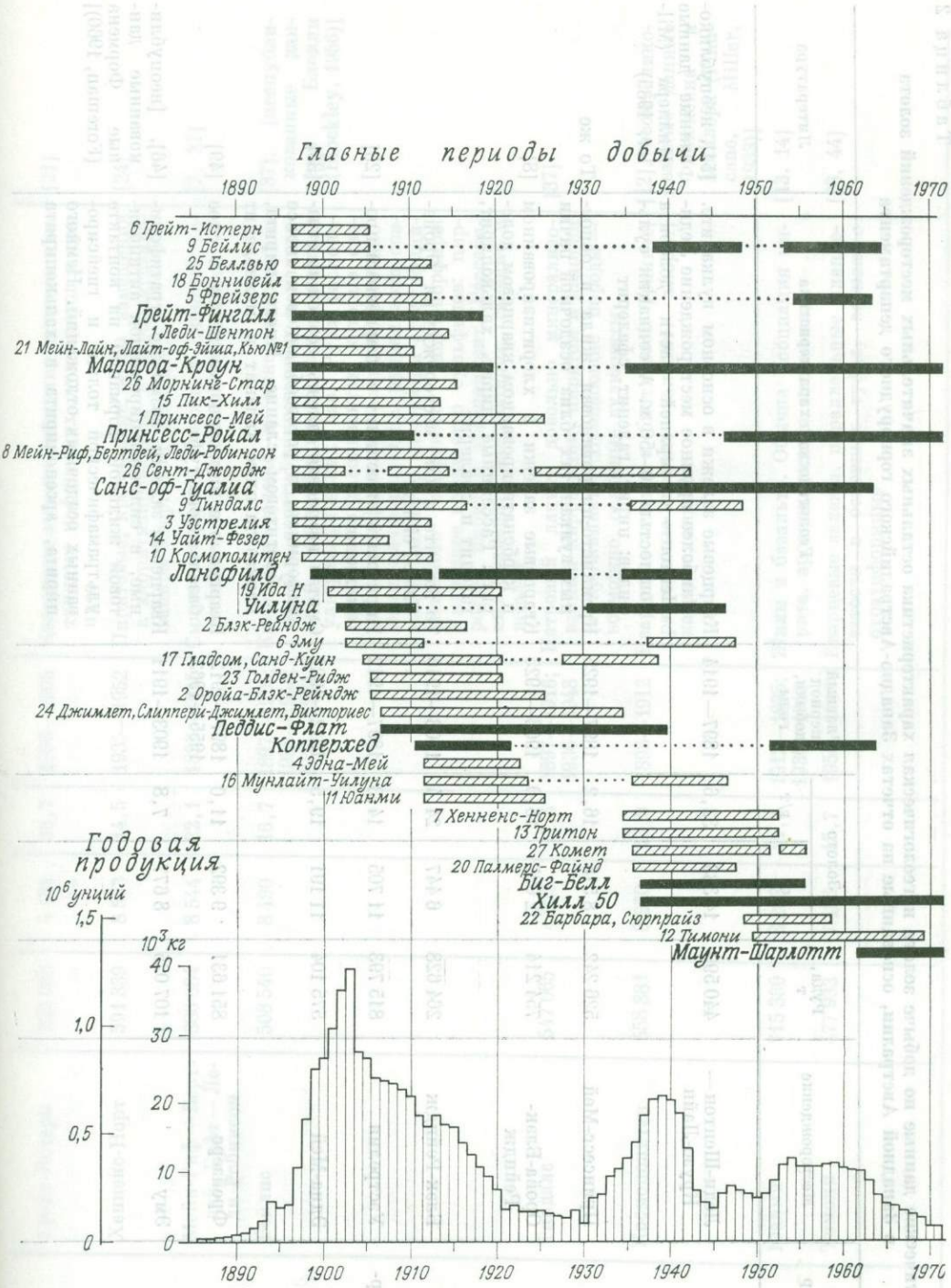


Рис. 4. История добычи золота в Западной Австралии на различных месторождениях (за исключением Голден-Майл).

Таблица 2

Статистические данные по добыче золота и геологическая характеристика остальных значительных месторождений золота в Западной Австралии, основанные на отчетах Западно-Австралийского горнорудного департамента

Рудный центр	Месторождение	Руда, т	Золото		Главный период добычи, годы	Геологическая характеристика	Литература
			кг	г/т			
1. Мензис	Леди-Шентон — Крузо-Лайн	440 599	14 383	32,6	1897—1914	Кварцевые залежи в основном вулканите. Наиболее крупное месторождение Леди-Шентон — в верхней части долерита мощностью 30—50 м. Ассоциация сульфидов: пирит, галенит, сфалерит	[51], неопубликованные данные Миллера (Miller, 1935)
	Принсесс-Мей	526 242	8 515	16,2	1897—1925	Кремнисто-пирротиновая жила в основных вулканитах близ осадочной пачки	То же
2. Сандстон	Ороя-Блэк-Рейндж	754 214	12 097	16,0	1906—1925	Кварцевые залежи в хлоритизированном и карбонатизированном кварцевом долерите. Рассеянные пирит, халькопирит, галенит и сфалерит	[8]
	Блэк-Рейндж	264 628	6 447	24,4	1903—1916	То же, что и для месторождения Ороя-Блэк-Рейндж	
3. Маунт-Морганс	Уэстрелия	815 793	11 705	14,3	1897—1912	Пиритовый джеспилит с кварцевыми прожилками	[25]
4. Уэстония	Эдна-Мей	575 104	11 191	19,5	1912—1922	Смятая кварцевая залежь, возможно стратиформная, в роговообманковом гнейсе и биотитовом сланце. Много пирита, марказита плюс галенит и молибденит	[35]
5. Саутерн-Кросс	Фрейзерс	851 631	9 392	11,0	1897—1912; 1955—1963	Кварцевые и пирротиновые жилы в слое базальтового туфа	[49]
6. Лоулерс	Эму	1 107 025	8 677	7,8	1903—1911	Кварцевые залежи, возможно стратиформные, в силицифицированной актинолитовой жильной формации на контакте ультрамафической толщи и гнейсированных осадочных отложений. Немного пирита, арсенопирита и халькопирита	[46], [неопубликованные данные Формена (Foreman, 1960)]

	Грейт-Истерн	222 083	4 151	18,7	1896—1905	Кварцевые залежи, ассоциирующиеся с останцами мафических вулканитов в граните	[21]
7. Калгурли	Хенненс-Норт	591 339	8 553	14,5	1935—1952	Пиритовые, кремнистые жилы замещения в хлоритизированном и карбонатизированном кварцевом долерите	[24]
8. Бербанкс	Мейн-Риф — Бертдей, Гифт — Леди-Робинсон	386 684	8 544	22,1	1897—1915	Смятая кварцевая залежь в слоистом горизонте среди основных вулканитов	[2, 37]
9. Кулгарди	Бейлис	508 540	8 490	16,7	1897—1905; 1938—1948; 1954—1964	Кварцевые залежи и минерализованные жилы в стратифицированных и наполовину стратифицированных участках ультрамафических лав. Руда располагается в двух горизонтах, которые связаны с графитовыми сланцево-роговиковыми пачками. Одна рудная зона совпадает также с контактом стратифицированного натрового дацит-порфира. Умеренное количество сульфидов: пирротин, пирит и арсенопирит. Рассеянные сфалерит, халькопирит, галенит и шеелит	[37], [неопубликованные данные Блокли (Blockley, 1956)]
	Тиндалс	547 065	4 023	7,4	1897—1916; 1936—1948	Натровый дацит, довольно минерализованный пирротином, пиритом и кварцем (в прожилках). Вмещающие породы — возможно, основные вулканиты	[37]
10. Кукайни	Космополитен	558 881	8 360	15,0	1898—1912	Кварцевые залежи в биотитовом граните; рассеянные пирит, галенит, хлорит, кальцит, анкерит	[12], [неопубликованные данные Финюкейна и Миллера (Finucane, Miller, 1933)]
11. Юанми	Юанми	715 330	8 265	11,6	1912—1925; 1936—1943	Жилы в базальте. Обычна асоциация пирита, арсенопирита и антимонита	[13, 14]
12. Маунт-Ида	Тимони	477 933	7 486	15,7	1950—1969	Кварцевые залежи, параллельные сланцеватости в основных туфах, возможно стратиформные	[28, 44]

Продолжение табл. 2

Рудный центр	Месторождение	Руда, т	Золото		Главный период добычи, годы	Геологическая характеристика	Литература
			кг	г/т			
13. Ридис	Тритон	730 471	7 116	9,7	1935—1952	Кремнистая жила, содержащая тонкозернистый золотоносный пирит и пирротин. Жила развилась по слою, возможно, туфового происхождения между массивными лавами и в основном туфовой толщей	[5]
14. Каноуна	Уайт-Фезер	429 954	7 078	16,5	1897—1907	Кварцевая залежь в агломератах, главной составляющей которых является порфировый дацит. Небольшие количества галенита и рассеянный пирит ассоциируются с золотом	[3, 48]
15. Пик-Хилл	Пик-Хилл	469 472	6 945	14,8	1897—1913	Сеть переплетающихся золотоносных кварцевых жил в кварците и слюдистом сланце	[32]
16. Уилуна	Мунлайт — Уилуна	899 332	6 775	7,5	1912—1923; 1936—1946	Антимонит (1—1,25%) плюс подчиненные ему пирит и арсенопирит в жильном материале среди раздробленного, измененного базальта	[11]
17. Комет-Вейл	Гладсом — Санд-Куин	249 017	5 662	22,7	1905—1920; 1928—1938	Кварцевые жилы в базальте. Немного пирита, кальцита и талька	[30]
18. Боннивейл	Боннивейл	343 098	5 482	16,0	1987—1911	Кварцевые залежи в биотитовом граните. Залежи рассланцованы и содержат небольшое количество галенита	[37]
19. Лавертон	Ида Н	235 214	5 347	22,7	1901—1920	Кварцевая залежь параллельна сланцеватости в осадочных сланцах. В сланцах много пирита, в кварце немного пирита и сфалерита	[25]
20. Маунт-Палмер	Палмерс-Файнд	316 728	4 928	15,9	1936—1947	Слоистая кварцевая залежь в основных вулканитах	[34]
21. Кью	Мейн-Лайн — Лайт-оф-Эйша — Кью № 1	194 131	4 593	23,7	1897—1910	Кварцевые залежи в гранодиорите	[52]
22. Гэмптон-Плейнс	Барбара — Сюрпрайз	284 640	4 485	15,8	1949—1958	Минерализованные зоны рассланцевания в ультрамафических вулканитах и смятых фельзитовых порфирах. Немного пирита и пирротина	[37]
23. Голден-Ридж	Голден-Ридж	254 847	4 368	17,1	1901—1920	Кварцевые залежи в карбонатизированных и серицитизированных зонах в стратиформном хлоритовом кварцевом порфире. Рассеянные сульфиды: пирит, галенит и сфалерит	[26]
24. Ора-Банда	Джимлет — Слипери-Джимлет — Викториес	409 967	4 328	10,6	1907—1934	Трещины в базальте, минерализованные кварцем, кальцитом, пиритом, пирротином и небольшим количеством арсенопирита и турмалина	[29]
25. Сэр-Самюэль	Беллвью	252 340	4 033	16,0	1897—1912	Кварц в сильно пиритизированных основных сланцах, содержащих 1—2% халькопирита. Золото содержится почти исключительно в сульфидах	[21]
26. Маунт-Магнет	Сент-Джордж	477 190	3 663	7,7	1897—1902; 1908—1914; 1925—1942	Кремнистая джеспилитовая пиритизированная жила и «расслоенный кварцит» в осадочно-туфовых основных сланцах	[Неопубликованные данные Ле Гранжа (Le Grange, 1934)], [1], [10]
	Морнинг-Стар	185 300	3 087	16,7	1897—1915	Кварцевые жилы в основных сланцах вблизи кремнистого джеспилита. Возможно, тот же самый горизонт, что и на месторождении Сент-Джордж	То же
27. Марбл-Бар	Комет	125 281	3 513	28,0	1936—1951; 1953—1955	Кварц-карбонат-пиритовые жилы замещения в основных вулканитах	[38]

ными породами — от пироксенита, примыкающего к нижнему охлажденному контакту, до гранофировой разности (зона 8), содержащей примерно 60% SiO_2 и образованной в основном альбитом и кварцем. Наиболее продуктивной частью является кварцевый долерит (зона 9), который располагается непосредственно под верхней закаленной контактовой зоной.

Значительное количество золота было добыто из жил в подстилающем базальте Паринга и из контролируемых пологопогружающимися складками и разломами рудных столбов, которые залегают в осадочных породах на контакте между базальтом Паринга и долеритом Голден-Майл.

Долерит Голден-Майл перекрыт черными сланцами, которые являются частью осадочной туфовой толщи (слои Блэк-Флаг). Эти породы безрудны.

Широко развитый и интенсивный метаморфизм — характерная особенность площади минерализации. Актинолит-альбит-хлорит-эпидотовая ассоциация изверженных вмещающих пород изменяется до хлорит-кальцит-альбитовой и, наконец, непосредственно близ жил — до серицит-анкерит-сидеритовой ассоциации. Руда представляет собой карбонатсодержащий силицифицированный материал, заключающий от 5 до 10% тонкозернистого пирита плюс небольшие количества теллуридов, халькопирита, арсенопирита, тетраэдрита, антимонита, сфалерита и галенита.

Бóльшая часть золота представлена мелкими, 0,5—20 мкм в диаметре, глобулями в пирите и от 15 до 20% — теллуридами.

Маунт-Шарлотт (Калгурли) [24, 45]. Месторождение представляет собой штокверк кварцевых жил в гранофировой зоне 8 долерита Голден-Майл. Оно примыкает к диагональному нарушению и сходно по типу с месторождением Голден-Майл.

Хотя руда месторождения Маунт-Шарлотт и отличается по виду от золото-теллуридной минерализации жил Голден-Майл, тем не менее химически и минералогически они похожи, если не считать очень низкого содержания теллура и меньшей средней концентрации золота.

Санс-оф-Гуалиа (Леонора) [16]. Месторождение представлено 150-метровой по ширине полосой сланца (хлоритового, биотитового, кварцевого, актинолитового) в мощной толще базальтов. Скорее всего сланцевая зона является слоистой туфовой зоной в вулканитах.

Руда локализуется в серии рудных столбов длиной по простиранию 450—600 м и отработанных по падению до глубины 1900 м. Рудные столбы контролируются складками волочения и, видимо, все приурочены к одному слою.

Руда представляет собой кварцевый или импрегнированный кварцем сланец в ассоциации с пиритом, халькопиритом, пирротином и арсенопиритом.

Марароа-Кроун и Принсесс-Ройал (Норсмен) [23], [**неопубликованные данные Камерона (Cameron, 1968), Кристи (Christie, 1969), Ларкинга (Larking, 1969)**]. Золоторудный пояс Норсмен приурочен к группе Вулииньер — толще мощностью 10 000 м, состоящей из толеитового базальта, долерит-габбровых интрузий и небольших прослоев черных сланцев.

Главные месторождения представлены кварцевыми жилами во взбросах; все они занимают идентичную стратиграфическую позицию и протягиваются по простиранию на 10 000 м. Тремя основными жилами являются Марароа, Кроун и Принсесс-Ройал.

Роль вмещающих пород играют толеитовые базальты и кварцевое габбро. Изменение боковых пород слабое, но широко распространено и выражается в выщелачивании кремния и обогащении калием. В пределах продуктивной площади в большом количестве присутствуют альбитовые порфиры.

Типичной рудой является полосчатый кварц, содержащий менее 1% серицита, зеленой гидрослюды, анкерита или доломита, пирита, пирротина, сфалерита и галенита.

Рудные зоны предпочтительно развиваются на более пологих участках заключающих жилы нарушений.

Уилуна [Larcomb, 1925], [11]. Золоторудные месторождения Уилуна находятся в мощной тоще подушечных лав, включающих кварц-долеритовый силл. Некоторые лавовые потоки явно базальтовые, но остальные сильно изменены, и в настоящее время недостаточно данных для их идентификации. Изменение пород такое же, как в Калгурли, но менее интенсивное. Руды в основном примыкают к послескладчатым разломам в верхней части кварцевого долерита и в перекрывающем базальте.

Руда представляет собой минерализованную, силицифицированную и карбонатизированную рассланцованную породу (базальтовая лава и долерит). Пирит и арсенопирит являются доминирующими сульфидами, и каждый из них составляет 2—3% веса руды. Наблюдается тесная корреляция между содержанием золота и мышьяка, поскольку золото заключено главным образом в арсенопирите в виде частичек диаметром около 10 мкм.

Хилл 50 (Маунт-Магнет) [19, 31]. Месторождение располагается в джеспилитах, переслаивающихся с основными лавами и туфами. Золото сопровождается пирротином, который является главным сульфидом. Обычен также пирит.

Сульфиды, по-видимому замещающие джеспилит, в богатых участках содержатся в количестве 50—80%.

Имеется тесная связь между богатой рудой, секущими разломами и альбитовым порфиром.

Грейт-Фингалл (Дей-Даун) [52], [неопубликованные данные Мак-Ларена (McLaren, 1010), Конолли и Кола (Conolly, Cole, 1935)]. Рудовмещающим является кварц-долеритовый силл в толще подушечных базальтов, заключающей небольшие пачки сланцев. Литология слабо изучена, но в общем, очевидно, близка к литологии пород в районе Калгурли.

Рудное месторождение представлено кварцевой жилой в крупном нарушении, которое, хотя и имеет длину по крайней мере 3500 м, заключает заметное количество кварца лишь на протяжении 600-метрового интервала в том месте, где пересекает кварцевый долерит.

Золоторудный кварц содержит 1,5—2% сульфидов; среди них пирротин, галенит, арсенопирит, пирит и сфалерит обычно связаны с более богатыми участками.

Изменение боковых пород не изучено, но, согласно старым отчетам, известно, что породы хлоритизированы и карбонатизированы, причем местами так же интенсивно, как и в Калгурли.

Педдис-Флат (Микатарра) [9, 18]. Основная продукция поступала из серии кварцевых жил, очень тесно связанных с дайкой альбит-кварцевого порфира.

Вмещающие породы описываются как «крапчатый сланец» (*flecked schist*) и перидотит. Крапчатый сланец представляет собой рассланцованную тальк-хлоритовую породу со структурой, по-видимому унаследованной от среднезернистой интрузивной породы. Некоторое количество руды имелось в порфирах и было приурочено к зонам брекчирования вдоль секущих разломов.

Руды содержали лишь очень немного сульфидов, среди которых отмечены арсенопирит и пирит.

Биг-Белл [42]. Рудное тело представляет собой зону кварцево-слюдистого сланца до 560 м длиной и 37 м шириной, содержащую 6% рассеянного пирита. Сланец слоистый, заключает пирит и узкие кварц-полевошпат-мусковитовые линзы, почти параллельные слоистости. Породы лежачего бока представлены вулканитами неопределенного типа (возможно, основными). От рудного тела они отделяются 3-метровым слоем кварцита. Породами висячего бока являются тонкозернистые лавы и песчаники.

Среди незначительно развитых сульфидов имеется марказит, пирротин, халькопирит, арсенопирит, сфалерит, тетраэдрит, борнит, молибденит и антимонит. Золото очень тонкозернисто и ассоциируется с сульфидами.

Копперхед (Булфинч) [35, 7, 49]. Рудные тела располагаются в двух горизонтах толщи мафической лавы. Верхний горизонт, или «Северная серия», представляет собой слой доломита, а нижний, или «Южная серия», сложен джеспилитом. В обоих горизонтах золото ассоциируется с кварцевыми жилами и сульфидами: пирротином, пиритом и небольшим количеством галенита. Сульфидов мало в доломитовой руде, зато в джеспилитовой изобилует пирротин.

Лансфилд (Лавертон) [33, 36, 25], [неопубликованные данные Ченоуэта (Chenoweth, 1969)]. Месторождение находится в джеспилитах среди базальтов и долеритов; руда состоит из карбоната, пирита, марказита, арсенопирита и небольших количеств халькопирита и сфалерита. Большая часть золота тонкозерниста и включена в сульфиды. Вдоль рудного горизонта залегает пиритовый сланец с некоторым количеством роговикового и карбонатного материала.

Другие значительные месторождения золота. Сведения об остальных 32 значительных месторождениях золота приведены в табл. 2.

Генезис]

Тесная ассоциация золоторудных месторождений с архейскими вулканитами настолько разительна, что заставляет предполагать их общий генезис. Размещение месторождений, показанное на рис. 2, и тысячи мелких месторождений золота, которые повсеместно распространены среди архейских вулканитов, подтверждают это предположение. Из 44 значительных месторождений золота в архее Западной Австралии 34 находятся в вулканитах, и из них в 30 случаях вулканиты по составу мафические.

Обычно с золотой минерализацией ассоциируются интрузивные богатые альбитом фельзитовые породы. Они могут быть золотосодержащими, как в Кулгарди (Тиндалс), или вмещать золоторудный кварц, как в Калгурли (Маунт-Шарлотт); им присущи сходные изменения боковых пород, а их возраст близок к возрасту рудообразующих флюидов. Таким образом, их генезис, по-видимому, тесно связан с генезисом самих золоторудных месторождений. Такая ассоциация золота с натровыми интрузивами является особенностью не только Западно-Австралийского щита. Согласно Галлахеру [20], то же самое отмечается в архее Канады и Африки, а также справедливо для более молодых золоторудных месторождений Британской Колумбии, Аляски, Калифорнии и Филиппин.

Исчерпывающее исследование золота в изверженных породах, проведенное Готтфридом и др. [22, см. также 43], показало, что этот металл концентрируется в раннекристаллизующихся минералах, таких, как окислы, мафические силикаты, и особенно в сульфидных фазах. Эти авторы не нашли никаких свидетельств относительно того, что золото концентрируется в оста-

точном силикатном расплаве во время магматической дифференциации. Однако они зафиксировали явную корреляцию между гидротермальным изменением и аномальным содержанием золота. Эти результаты согласуются с ассоциацией золота и измененных мафических изверженных пород в архее Западной Австралии, но не подтверждают часто встречающуюся ассоциацию золота и гранита (см., например, [39] и [6]).

Вейссберг [47] при изучении осаждения золота и серебра из геотермальных вод показал, что сильно разбавленные растворы (0,004 млрд$^{-1}$) могут давать богатый рудный осадок. Значение этих исследований повышается в связи с тем, что металлами, концентрирующимися вместе с золотом, оказались серебро, мышьяк, сурьма и ртуть, т. е. как раз те металлы, которые (совместно с железом) обычно ассоциируются с золотом в архейских породах. Минерализующие растворы могут и не быть столь сильно разбавленными, т. е. такими, какие изучал Вейссберг, но если чрезвычайно сильно разбавленные растворы золота могут быть достаточными минерализаторами, то об истинном источнике золота говорить нет необходимости. Золото могло быть выделено из вулканической толщи циркулирующими разогретыми водами как магматического, так и метеорного происхождения. Готтфрид и др. [22] пришли к заключению, что «золотая минерализация не находится в простом соотношении с известным или предполагаемым первичным количеством золота во вмещающей породе, и не начальные концентрации, а скорее механизм переноса и отложения золота играл главную роль».

Совершенно ясно, что наличие соответствующих минерализующих флюидов любого происхождения есть первая предпосылка для возникновения золотой минерализации. Если в процесс вовлечены разбавленные растворы и если обширное изменение боковых пород указывает на активность больших объемов таких флюидов, то проницаемость вмещающих пород, по-видимому, является ключевым фактором, контролирующим минерализацию. Пять из шести крупнейших месторождений локализовано в зонах нарушений, и несомненно, что слои непроницаемых сланцев повлияли на распределение минерализации, определяя поток флюидов.

Хорошо задокументированные месторождения золота в Калгурли свидетельствуют о том, что между аккумуляцией вулканической толщи и процессом минерализации мог иметь место значительный перерыв во времени. В Калгурли он должен был быть достаточно длительным, чтобы толща претерпела интенсивную складчатость, обусловившую вертикальное падение слоев, и чтобы произошло затухание складчатости и развились крупные продольные нарушения.

Хотя проницаемость, возможно, и является доминирующим фактором в контроле оруденения, тем не менее химизм боковых пород мог также влиять на отложение золота. На месторождении Хилл 50 реакционная способность вмещающих джеспилитов явно имела важное значение. В Калгурли лучшая руда находится в более богатых кремнием фазах долерита, и кварц, с которым золото так тесно ассоциируется, был извлечен из этих боковых пород [45]. Золото-кварцевая ассоциация является особенностью золотой минерализации, и возможно, что на отложение золота влияли либо реакции, которые освобождали кварц из вмещающих пород, либо осаждение самого кварца в жилах.

Некоторые месторождения, встречающиеся в прослоях среди вулканитов, имеют вид сингенетичных, обогащенных золотом слоев, и золото в них, возможно, было первичной составной частью осадка, как это предполагалось для ряда месторождений в архее Канады [40, 41, 27] и Бразилии [17]. Однако многие стратиформные месторождения, вероятно, обязаны своей минерализацией тому, что они представляли собой относительно проницаемые туфовые зоны в вулканических толщах и тем самым просто служили каналами для потока термальных вод.

Благодарности

Статистические данные, приведенные в этой статье, тщательно отобраны Р. Слоаном из отчетов Горнорудного департамента Западной Австралии. Иллюстрации выполнены мистером Н. Кедди. Автор благодарит их за помощь и выражает признательность многим сотрудникам компании Western Mining Corporation Ltd., с которыми велось плодотворное обсуждение работы.

Автор хотел бы также поблагодарить компанию Western Mining Corporation Limited за поддержку и разрешение опубликовать данную статью.

Список литературы

1. *Berliat K.*, A summary report on the Mt. Magnet district, Murchison Godlfield, W. A., Part I regional geology, Bull. geol. Surv. West. Aust., **109**, 21-29, 1958.
2. *Blatchford T.*, Geological investigations in the area embracing the Burbanks and Londonderry m ning centers with special reference to the ore deposits and their future prospects, Bull. geol. Surv. West. Aust., 53, 1913.
3. *Blatchford T.*, *Jutson J. T.*, Mining geology of Kanowna main reef line, Kanowna, North East Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 47, 1912.
4. *Campbell J. D.*, The structure of the Kalgoorlie Goldfield, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 79-93, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953a.
5. *Campbell J. D.*, Triton Gold Mine, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 195-207, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953b.
6. *Campbell J. D.*, Gold deposits of Australia, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 31-38, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
7. *Clappison R. J. S.*, *Zani J. A.*, The structure of the southern Cross-Bullfinch belt, Yilgarn Goldfield, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. A. B. Edwards, 128-137, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
8. *Clarke E. de C.*, Notes on the geology and mining at Sandstone and Hancock's East Murchison Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 62, 1914.
9. *Clarke E. de C.*, The geology and ore deposits of Meekatharra, Murchison Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 68, 1916.
10. *De la Hunty L. E.*, A summary report on the Mt. Magnet district, Murchison Goldfield, W. A. Part II report on selected mining groups in the Mt. Magnet district, Murchison Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 109, 1958.
11. *Edwards A. B.*, Gold deposits of Wiluna, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 215-223, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
12. *Farquharson R. A.*, *Jutson J. T.*, The mining geology of Kookynie, Niagara and Tampa, North Coolgardie Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 78, 1921.
13. *Feldtman F. R.*, The Youanmi goldmining centre, East Murchison Goldfield, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1922, 91-94, 1922.
14. *Feldtman F. R.*, The Youanmi goldmining centre, East Murchison Goldfield, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1923, 100-104, 1923.
15. *Finucane K. J.*, Ore distribution and lode structures in the Kalgoorlie Goldfield, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 80-86, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965a.
16. *Finucane K. J.*, Geology of the Sons of Gwalia Gold Mine, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 95-97, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965b.
17. *Fleischer R.*, *Routhier P.*, The «consanguineous» origin of a tourmaline-bearing gold deposit, Passagem de Mariana, Brazil, Econ. Geol., 68, 11-12, 1973.
18. *Foreman F. G.*, Ingleston Alberts gold mine, Meekatharra, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1933, 8-12, 1933.
19. *Foreman F. G.*, Stratigraphy of the Boogardie group, J. R. Soc. West. Aust., **43**, 83-96, 1960.
20. *Gallagher D.*, Albite and gold, Econ. Geol., XXXV, No. 6, 698-736, 1940.
21. *Gibson C. G.*, The geology and mineral resources of the Lawler's, Sir Samuel and Darlot, East Murchison Goldfield, At. Ida, North Coolgardie Goldfield and a portion of the Mt. Margaret Goldfield, Bull. geol. Surv. West., Aust., 28, 1907.
22. *Gottfried D.*, *Rowe J. J.*, *Tilling R. I.*, Distribution of gold in igneous rocks, U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 727, 1972.

23. *Hall I. E., Bekker C.*, Gold Deposits of Noresman, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 101-106, 8th Commonwealth Mining Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
24. *Haycraft J. A.*, Orebodies in the Mt. Charlottes-Hannan's North Area, Kalgoorlie, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., **213**, 49-64, 1965.
25. *Hobson R. A., Miles K. R.*, Geology of portion of the Mt. Margaret Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 103, 1951.
26. *Honman C. S.*, The geology of the country to the south of Kalgoorlie, Coolgardie and East Coolgardie Goldfiels, Bull. geol. Surv. West. Aust., 98, 1916.
27. *Hutchinson R. W., Ridler R. H., Suffel G. G.*, Metallogenic relationships in the Abitibi belt, Canada, a model for Archaean metallogeny, Trasn. Can. Inst. Min. Met., LXXIV, 106-115, 1971.
28. *Johnson W.*, Report on the Timoni workings of Mt. Ida Gold mines Copperfield, Menzies district, North Coolgardie Goldfield, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1948, 99-102, 1948.
29. *Jutson J. T.*, The mining geology of the Ora Banda, Broad Arrow Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 54, 1914.
30. *Joutson J. T.*, The mining and geology of Comet Vale and Goongarrie North Coolgardie Goldfield, Bull. geol. Surv. West. Aust., 79, 1921.
31. *Lewis B. R.*, Gold Deposit of Hill 50 Mine, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 98-100, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
32. *Maitland A. G.*, The mineral production of Western Australia up to the end of the year 1903, Bull. geol. Surv. West. Aust., **16**, 1904.
33. *Matheson R. S.*, Report on «Beria main lode» G.M.L., 2416T, Mt. Margaret Goldfield, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1937, 69-75, 1937.
34. *Matheson R. S., Hobson R. A.*, Mining groups of the Yilgarn Goldfield south of the Great Eastern Railway, Bull. geol. Surv. West. Aust., 98, 1940.
35. *Matheson R. S., Miles K. R.*, The mining groups of the Yilgarn Goldfield, north of the Great Eastern Railway, Bull. geol. Surv. West. Aust., **101**, 1947.
36. *Miles K. R.*, Report on «Beria main lode» G.M.L., 2116T, Mt. Margaret Goldfield, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1937, 75-76, 1937.
37. *McMath J. C.*, The geology of the country about Coolgardie, Coolgardie Goldfield, W. A., Bull. geol. Surv. West. Aust., **107**, 1953.
38. *Naldrett A. J., Wyatt J. D.*, The geology of portion of the Pilbara Goldfield, Bull. geol. West. Aust., **115**, 1961.
39. *Prider R. T.*, Geology and mineralization of the Western Australian Shield, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 56-65, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
40. *Ridler R. H.*, Relationship of mineralization to volcanic stratigraphy in the Kirkland-Larder Lakes area, Ontario, Proc. geol. Assoc. Can., **21**, 33-42, 1970.
41. *Ridler R. H.*, Volcanic stratigraphy and metallogeny Rankin Inlet Emmadai belt, district of Keavalin, Geol. Surv. Can. Paper, 71-3, Part A, 1973.
42. Staff of Big Bell Mines Limited, The Big Bell Gold Mine, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 224-230, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
43. *Tilling R. I., Gottfried R., Rowe J. J.*, Gold abundance in igneous rocks, bearing on gold mineralization, Econ. Geol., 68, 168-186, 1973.
44. *Tomich S. A.*, Summary report on the geology of portion of the Mt. Ida district, North Coolgardie Goldfield, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1953, 54-56, 1953.
45. *Travis G. A., Woodall R., Bartram D. D.*, The geology of the Kalgoorlie goldfield, Spec. Publ. geol. Soc. Aust., 3, 175-190, 1971.
46. *Ward H. J.*, Notes on Emu gold mine, Agnew, East Murchison Goldfield, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1948, 106-108, 1948.
47. *Weissberg B. G.*, Gold-silver ore-grade precipitates from New Zealand thermal waters, Econ. Geol., 64, 95-108, 1969.
48. *Williams I.*, Explanatory notes on the Kurnalpi 1 : 250 000 geological sheet, W. A., Rec. geol. Surv. West. Aust., 1970/1, 1970.
49. *Williamson H. C., Barr D. J.*, Gold mineralization in the Yilgarn Goldfield, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 87-94, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
50. *Woodall R.*, Structure of the Kalgoorlie Goldfield in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. J. McAndrew, 71-79, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
51. *Woodward H. P.*, The auriferous deposits and mines of Menzies, North Coolgardie Goldfield, Bull. geol.Surv. West. Aust., 22, 1906.
52. *Woodward H. P.*, A report on the geology, together with a description of the productive mines of the Cue and Day Dawn districts, Murchison Goldfield. Bull. geol. Su v. West. Aust., 29, 1907.

Джуно-Майн

Р. Лардж

Общие сведения

Месторождение Джуно-Майн расположено в 8 км к юго-востоку от города Теннант-Крик (рис. 1). С 1968 г. оно было главным поставщиком золота и висмута в золоторудном поле Теннант-Крик. Минерализация впервые была подсечена уже второй скважиной, пройденной в соответствии с программой разведочного алмазного бурения компанией Geopeko Limited в 1965 г. Бурение производилось с целью проверки небольшой по площади, но значительной по интенсивности магнитной аномалии. С начала разработки и до середины 1972 г. средние содержания металлов в добываемой на руднике Джуно руде составляли: 76,48 г/т золота, 0,61% висмута, 0,42% меди и 0,05% селена.

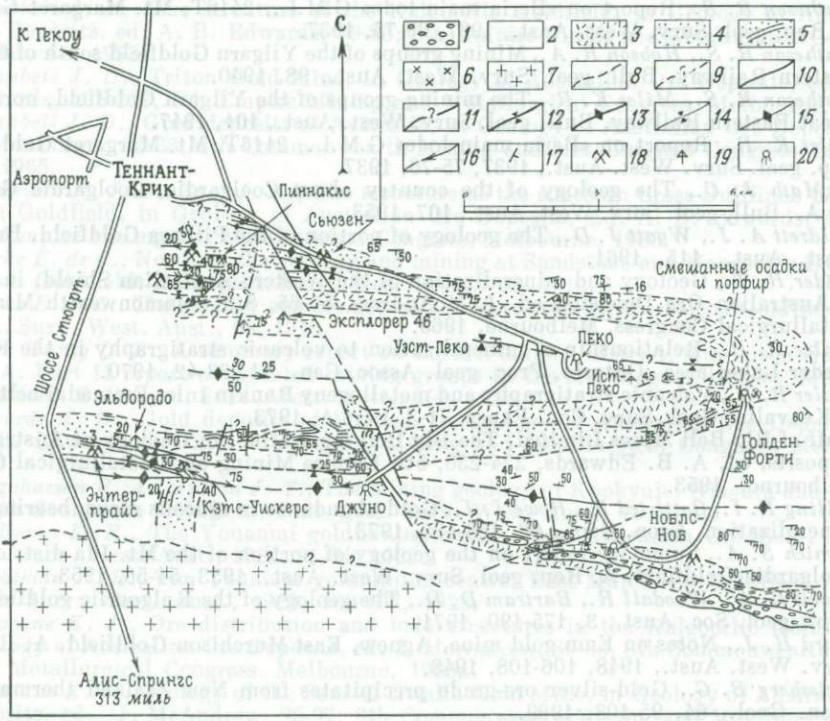


Рис . 1. Обзорная геологическая карта района Пеко — Джуно.

Верхний протерозой: *1* — конгломерат Райсинг-Сан. Нижний протерозой, *формация Каррамен*: *2* — нерасчлененные граувакки и сланцы, *3* — риолитовый порфир, *4* — граувакки и гематитовые сланцы (толща Джуно), *5* — полосчатые железистые кварциты; *интрузивные породы*: *6* — кварц-хлоритовый порфир; *7* — гранит; *8* — установленная геологическая граница; *9* — предполагаемая геологическая граница; *10* — установленный разлом; *11* — предполагаемый разлом; *12* — ось крупной синклинали; *13* — ось крупной антиклинали; *14* — ось мелкой синклинали; *15* — ось мелкой антиклинали; *16* — погружение складки; *17* — измеренные простирание и падение слоев; *18* — старый рудник; *19* — разведочная буровая скважина; *20* — действующий рудник.

R. R. Large, Geologist, Geopeko Ltd.

При общем изучении минерализации на рудном поле Теннант-Крик [6] именно месторождение Джуно-Майн было выбрано для детального геологического и геохимического исследования, чтобы получить представление о процессах рудоотложения в районе.

Геологическое строение

Рудное тело месторождения расположено в трубообразной минерализованной зоне, которая пересекает осадочные отложения формации Каррамен [1]. Эти отложения смяты в складки, оси которых имеют широтное простирание и погружение, изменяющееся от 40° на запад до 40° на восток. Складки открытые и колеблются по амплитуде. Крупные антиклинальные и синклинальные структуры с амплитудами в сотни метров на своих крыльях осложнены складками второго порядка.

Осадочные отложения в пределах зоны ниже рудного тела обнаруживают различную степень гидротермального изменения. Глубокое бурение показало, что эта зона, считающаяся каналом для гидротермальных растворов, распространяется вниз по крайней мере на 350 м ниже зоны промышленного оруденения. Минеральное тело имеет грубо эллипсоидальную форму, главное сечение которого параллельно осевой плоскости антиклинальной структуры второго порядка. Гидротермальный канал под рудным телом погружается на север под углом 80°, следуя осевой плоскости складки.

Как видно на рис. 2, рудное тело примыкает к горизонту гематитового сланца формации Каррамен. На месторождении Джуно этот горизонт имеет мощность 3—6 м и состоит из чередующихся слоев полосчатых железистых кварцитов, хлоритовых алевритов и граувакк. Слои полосчатых железистых кварцитов имеют мощность от нескольких сантиметров до метра и состоят из тонких прослоек гематита, хлорита, яшмы и кальцита с примесью небольших количеств алеврита. Эти отложения представляют собой кремнистую фацию формации железистых кварцитов (по [5]), но изредка содержат более 20% железа. В них присутствует до 10% кальцита, и примечательно, что они являются единственными карбонатсодержащими отложениями в группе Уоррамунга. Отложения выше и ниже гематитового сланца представлены равномерно-зернистыми кислыми граувакками и серицитовыми алевритами, типичными для турбидитного разреза внутри нижней части формации Каррамен. Изобилие корродированного кварца и обломков кислых пород в более грубозернистых граувакках говорит о переработке материала, возникшего в процессе одновременного или предшествовавшего вулканизма.

Отложения, пересеченные глубокими скважинами между горизонтами 800 и 2000 [2], заключают обломки магнетита, мартита и пирита, часто в ассоциации с халькопиритом. Два слоя в среднем метровой мощности, пересеченные примерно на горизонте 1250, содержат до 16% магнетита и по своему характеру приближаются к магнетитсодержащей кремнистой фации формации железистых кварцитов. С глубиной отложения в общем становятся более тонкозернистыми, а количество магнетита увеличивается до 5—8%. Выше горизонта 850 отложения имеют более низкое содержание магнетита и (или) мартита (менее 4%), обычно более богаты полевым шпатом и относятся к «толще Джуно» (рис. 1).

Связь богатой рудной минерализации с полосчатыми железистыми кварцитами является характерной чертой всего золоторудного поля Теннант-

[1] Отложения формации Каррамен относятся к раннепротерозойскому возрасту.— *Прим. перев.*

[2] Глубина в футах, считая от устья шахты.

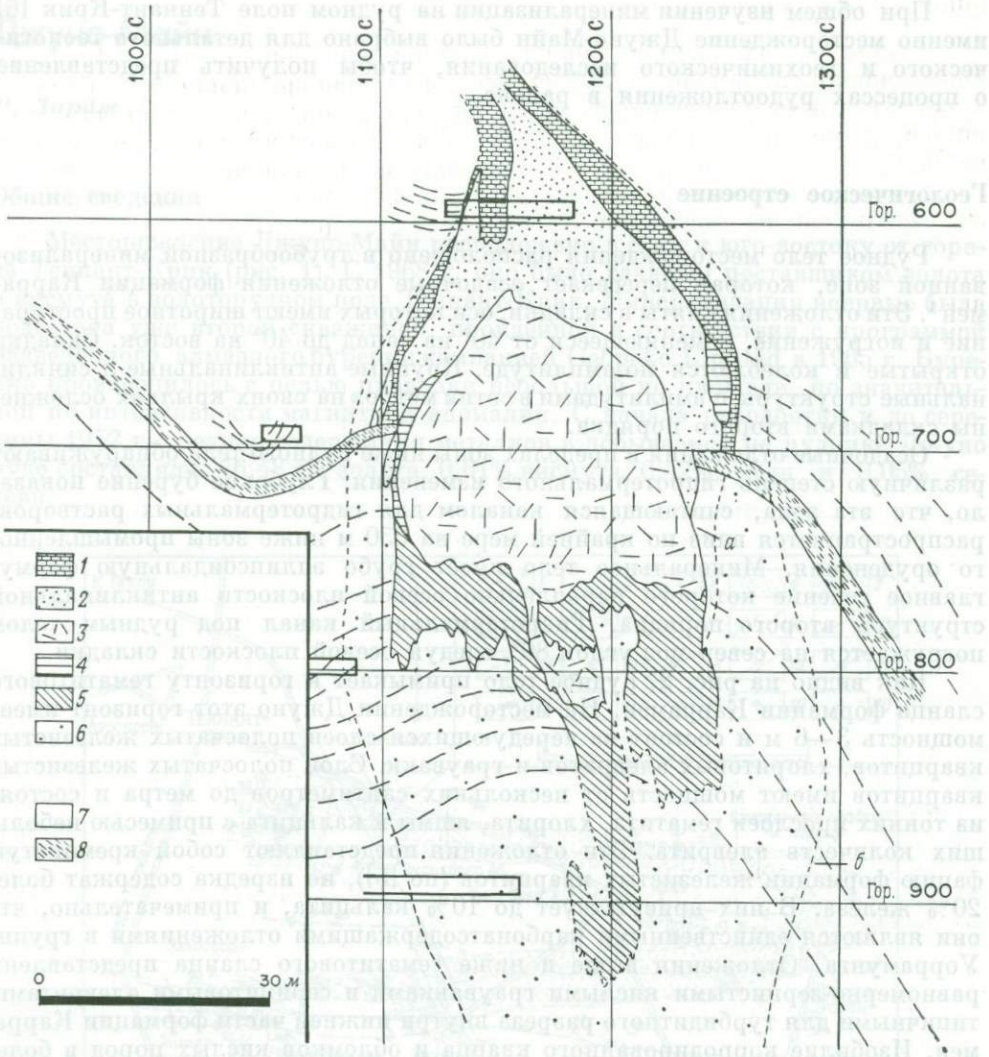


Рис. 2. Геологический разрез 750 В через месторождение Джуно.

Минеральные зоны: *1* — доломитовая, *2* — тальк-магнетитовая, *3* — магнетит-хлоритовая, *4* — кварц-магнетитовая, *5* — минерализованные осадочные отложения; *6* — хлоритизированные осадочные отложения; *осадочные отложения*: *7* — граувакк-сланцевые турбидиты, *8* — гематитовый сланец полосчатый железистый кварцит); *а* — хлоритизированные осадочные отложения + доломиты; *б* — граница видимой хлоритизации.

Крик. Помимо Джуно-Майн это относится и к другим его месторождениям: Пеко, Ноблс-Ноб, Эльдорадо и Гекоу. Главная ось антиклинали, вдоль которой размещается рудное тело Джуно, протягивается к западу на 15 км. Наиболее благоприятными для рудоотложения структурными участками являются складки второго порядка, развитые на крыльях этой антиклинали (рис. 1). Многие старые рудники, включая Кэтс-Уискерс, Эльдорадо, Петтис, Энтерпрайс, Ред-Нед, Маунт-Самьюэл и Уэстуорд-Хо, приурочены к гематитовым или магнетитовым слоям внутри гидротермальных каналов, которые пересекают полосчатые железистые кварциты вдоль этой крупной антиклинальной зоны.

Минеральная зональность

Силикаты, окислы и карбонаты. Силикатные, окисные и карбонатные фазы в минеральном теле Джуно группируются в четыре главные зоны и представлены следующими минералами: хлоритом, тальком, мусковитом, кварцем, яшмой, магнетитом, гематитом, доломитом и железистым доломитом. Зональность хорошо видна на разрезе 750 В через центр рудного тела 2 (рис. 2). Ядро тела состоит на 80% из магнетита и на 20% из хлорита. Выше расположена тальк-магнетитовая зона, сужающаяся кверху вплоть до образования канала и имеющая форму перевернутого конуса. Самой внешней является зона доломита с примесью гематита, кварца и яшмы; она отделяет тальк-магнетитовую зону от хлоритизированных вмещающих пород. Хлоритизация в этих отложениях быстро ослабевает уже через несколько метров от контакта с доломитом. Ниже магнетит-хлоритового тела располагается корнеобразной формы выступ пород с рассеянной вкрапленностью и жилами магнетита, гематита и мусковита в тонкозернистом хлорите, который продолжается вниз, переходя в гидротермальный канал. Породы в этих зонах, называемых «минерализованными отложениями», утратили все признаки осадочных образований. Отложения внутри канала ниже магнетитового тела показывают прогрессивное усиление хлоритизации от стенок канала к центрам зон минерализованных отложений. Ниже горизонта 950 зона минерализованных отложений затухает и сменяется сетью прожилков магнетита, гематита и мусковита или магнетита и кварца. Глубокое бурение с горизонта 900 показало, что между горизонтами 950 и 1600 канал состоит из прерывистых зон выщелоченных осадочных пород, перемежающихся с зонами хлоритизированных отложений. По сравнению с находящимися за пределами канала нормальными осадочными отложениями выщелоченные породы обеднены хлоритом и магнетитом и обогащены кварцем и серицитом.

Рудные минералы. Распространение рудных минералов на месторождении Джуно в основном ограничено центральным магнетит-хлоритовым ядром. Золото присутствует в самородном виде, висмут и селен входят в состав сложного ряда сульфосолей [10], медь — в состав халькопирита, а также эмплектита и селенсодержащих висмутовых сульфосолей.

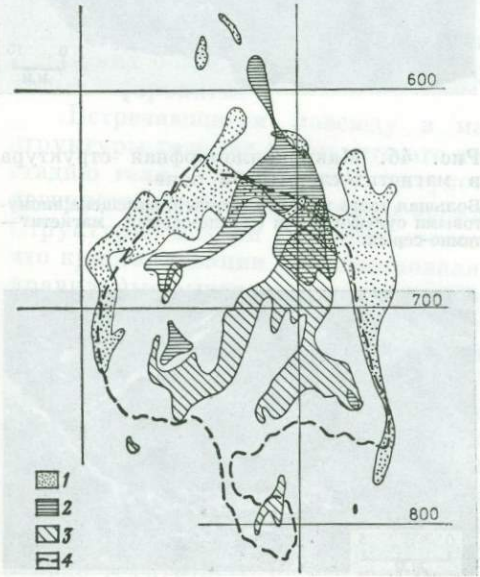


Рис. 3. Зоны металлов. Разрез 750 В через месторождение Джуно.

1 — > 0,4% Cu; *2* — > 0,5% Bi; *3* — > 20 пв/т Au (пв — пеннивейт — вес, равный 1,5552 г); *4* — граница магнетит-хлоритовой минерализации

Оконтуривание результатов опробования на поперечном разрезе через рудное тело 2 показывает, что золото, висмут и медь образуют самостоятельные, но перекрывающиеся зоны (рис. 3). Эти зоны имеют форму перевернутых конусов или зонтов, нанизанных вершинами друг на друга. Золоторудная зона находится полностью в пределах магнетит-хлоритовой породы, и ее середина располагается примерно на уровне подгоризонта 725. Частично перекрывая эту зону, выше размещается висмутовая зона, которая в основном приурочена к магнетит-хлоритовой породе, но своей вершиной заходит и в тальк-магнетитовую породу (выше горизонта 650). Наконец, зона медной минерализации совпадает с внешним контактом между магнетит-хлоритовым телом и тальк-магнетитовой породой и продолжается далее по каналу над висмутовой зоной. Пирит сконцентрирован в меднорудной зоне, но распространяется далее за ее пределы в пустую тальк-магнетитовую породу. Отношение сера/селен и сера/металл рудных минералов увеличивается по направлению от центральной золоторудной зоны к внешнему краю меднорудной зоны. Соотношения между силикатно-окисными зонами, зонами металлов и рудными минералами показаны на рис. 5.

Минеральные структуры

Структурные взаимоотношения между различными силикатными, окисными, карбонатными и сульфидными минералами на месторождении Джуно были изучены детально с помощью структурного травления [9]. Эллистон [1] и Райт [16] сообщили о большом количестве колломорфных структур в рудах Теннант-Крик, при этом месторождение Джуно не было исключением.

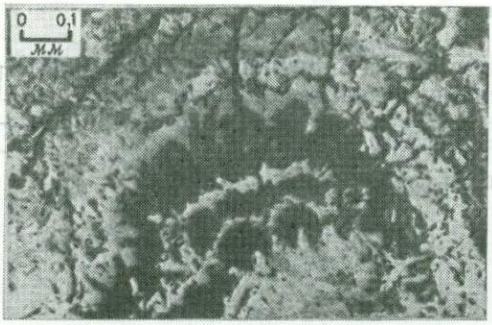


Рис. 4а. Микроколломорфная структура, образованная магнетитом (светло-серый) и хлоритом (темно-серый).

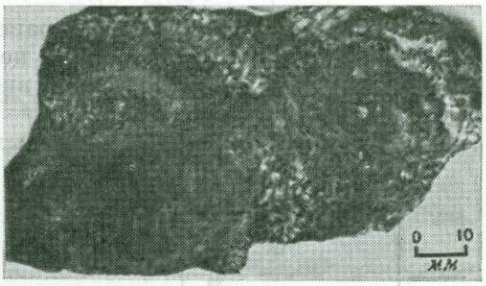


Рис. 4б. Макроколломорфная структура в магнетит-хлоритовой зоне.
Большая часть хлорита (черный) замещена висмутовыми сульфосолями (светло-серые); магнетит — темно-серый.

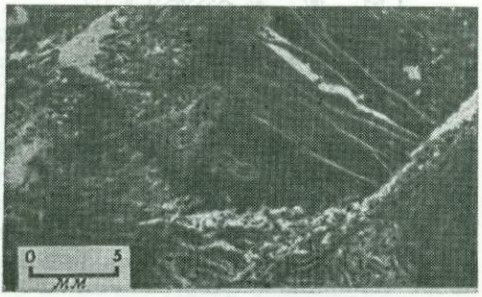


Рис. 4в. Халькопирит и висмутовые сульфосоли, выполняющие правильные трещины в магнетите.

Силикатно-окисная зона	Зона металлов	Рудные минералы	S/Se * Мин.	S/Se * Макс.	S, вес.% * Мин.	S, вес.% * Макс.
	Au	*Самородное золото*	—	—	0	0
Магнетит-хлоритовая зона		$Bi_{10}(Pb,(Cu_2))_8(S,Se)_{23}$ *Виттит (?)*	0,5	0,8	8,2	11,1
	Bi	$Bi_8Pb_3Cu_2(S,Se)_{16}$ *Джуноит*	1,1	3,5	12,0	15,2
		$Bi_2(S,Se)_3$--$Bi_8Pb_2Cu_2(S,Se)_{12}$ *Ряд висмутина-айкинита*	2,1	38	14,6	18,6
		Эмплектит $CuBiS_2$	56	193	17,8	19,3
Тальк-магнетитовая зона	Cu	*Халькопирит* $CuFeS_2$		∞	34,9	
		Пирит FeS_2		∞	50,2	

Рис. 5. Соотношение между зональностью и размещением рудных минералов на месторождении Джуно.

Сосцевидные, гроздьевидные и сфероидальные структуры обычно образованы магнетитом и хлоритом в центральной зоне (рис. 4а). Эти структуры видны только под микроскопом в отраженном свете, макроскопические гроздьевидные структуры, показанные на рис. 4б, встречаются лишь изредка. По всему телу в магнетите развиты правильные субгоризонтальные трещины, выполненные хлоритом, который может быть замещен более поздними сульфидами, сульфосолями и золотом (рис. 4в). При травлении иодистоводородной кислотой выявляется, что зерна магнетита имеют неправильные шовные границы и для них обычен игольчатый габитус; местами развиваются полные магнетитовые сферолиты.

Встречающиеся повсюду в магнетит-хлоритовой зоне колломорфные структуры говорят о том, что это тело перед кристаллизацией могло пройти стадию геля. Правильный рисунок трещин, возможно, свидетельствует о дегидратации и синерезисе во время старения и начальной кристаллизации. Структуры внутри внешней доломитовой оболочки также подтверждают, что кристаллизации предшествовала гелевая стадия. В доломите имеются неправильные выделения яшмы, размеры сечений которых колеблются от немногих сантиметров до нескольких десятков сантиметров; они обладают внутренней глобулярной структурой, очень сходной с той, которая образовалась из геля и описана Лебедевым [11] и Рамдором [15]. Во многих местах внутри внешней доломитовой оболочки имеются прерывистые правильные субгоризонтальные красные полоски шириной в среднем около 1 мм, располагающиеся с интервалами от 1 до 5 мм. Эти полоски состоят из тонкозернистого гематита, рассеянного в доломиге, и были описаны Райтом [16] как результат проявления «эффекта Лизеганга». Они могли возникнуть в результате диффузии ионов железа вверх через доломитовый гель и их ритмичного осаждения в виде гематита.

Метасоматическая зональность и минерализация

Любая теория процесса рудообразования на месторождении Джуно (и на рудном поле Теннант-Крик в целом) должна объяснить следующие особенности минерального тела:

1. Тело располагается внутри хорошо выраженного субвертикального канала измененных пород и образовано серией дискретных по составу зон.

2. Три главные зоны (1—магнетит-хлоритовая, 2 — тальк-магнетитовая, 3 — доломитовая) имеют резкие контакты друг с другом и окружающими их вмещающими породами.

3. Каждая зона имеет постоянный валовой состав, который по сравнению с составом примыкающих осадочных отложений обеднен SiO_2, Al^{3+}, Na^+, K^+ и соответственно обогащен OH^-, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}, Ca^{2+} и CO_3^{2-}.

4. Магнетит-хлоритовая порода книзу постепенно переходит в минерализованные отложения, которые далее в пределах зоны сменяются системой жил, содержащих магнетит и гематит.

5. Минеральное тело располагается в антиклинальной структуре второго порядка и примыкает к горизонту гематитового сланца нижней части формации Каррамен. Длинная ось тела лежит в осевой плоскости антиклинали и параллельна локально развитым трещинам кливажа.

6. Рудные минералы отложились в перекрывающих друг друга зонах: золото сконцентрировано в центральной части, далее к периферии эта зона сменяется зоной висмутовой минерализации, а затем медным оруденением.

7. Общее содержание серы и отношение сера/селен увеличиваются от золоторудной зоны к внешней зоне медного оруденения.

8. Вниз по каналу глубже горизонта 950 в пределах вертикальной зоны изменения осадочные отложения выщелочены и хлоритизированы.

9. Повсюду в минеральном теле встречаются колломорфные структуры.

10. На основе изучения структур [9] можно предположить, что халькопирит отлагался в более позднюю стадию кристаллизации магнетита и продолжал выделяться в трещинах уже после раскристаллизации магнетита; золото и висмут отлагались одновременно в конечные стадии осаждения меди и после того, как завершилось зональное распределение силикатов и окислов.

Первые четыре особенности характерны для эпигенетической минерализации, возникшей в результате гидротермальной активности и в соответствии с законами метасоматической зональности [7, 8]. Подобные тела обладают типично зональным строением с резкими фронтами замещения, при этом у каждого фронта наблюдается полное замещение одного из минералов породы. Зоны имеют постоянный химический состав с пропорциональным его распределением благодаря непрерывности потока поровых растворов. Хлоритизация осадочных компонентов — альбита, калиевого полевого шпата, серицита и кварца — осуществлялась в процессе гидролизных реакций при непрерывном привносе Mg^{2+} и Fe^{3+} и выносе Na^+, K^+, Ca^{2+}, Al^{3+} и SiO_2. Гидролизные реакции такого типа были названы Хемли и Джонсом [3] гидрогенным метасоматозом. На месторождении Джуно гидролизные реакции сопровождались прогрессивным Fe-метасоматозом в магнетит-хлоритовой зоне, Fe-Mg-метасоматозом в тальк-магнетитовой зоне и Mg-Ca-CO_2-метасоматозом в доломитовой зоне. Широкое распространение колломорфных структур указывает на то, что их образование не было ограничено только процессами выполнения открытых полостей, но могло быть и результатом замещения. Идея о замещении с промежуточным образованием геля была впервые выдвинута Линдгреном [12] и позднее поддержана рядом исследователей [4, 6, 14, 13, 2]. Предложенный Линдгреном термин «гелевый метасоматоз» в русской литературе был заменен названием «диспергирующий метасоматоз». На месторождении Джуно наблюдаемая в канале ступенчатая хлоритизация отложений с

последующей все более возрастающей кристаллизацией магнетита может являться примером превращения осадочных пород в руду в процессе диспергирующего метасоматоза. Рассматриваемый процесс включает гидролиз силикатов в проницаемых отложениях в результате просачивания гидротермального флюида, насыщенного Fe^{2+} и Mg^{2+}. Гидролизованные осадки становятся гомогенизированными, и образуется каркасная структура с гелевым выполнением. Одновременно в эту структуру проникают Fe^{2+} и Mg^{2+}, замещая Si^{4+} и Al^{3+}.

Сульфидные минералы отложились из гидротермальных растворов на более поздних стадиях метасоматоза. Образование халькопирита и пирита произошло при наибольшей фугитивности серы; далее, когда флюид обогатился селеном, выделились разнообразные висмутовые сульфосоли и золото.

В результате химического изучения зон выщелачивания ниже рудного тела [9] стало ясно, что из туфовых осадков произошел вынос Fe^{2+}, Mg^{2+}, Cu^{2+} и S^{2-} и что этот процесс, по-видимому, мог обеспечить минеральное тело достаточным количеством этих элементов.

Содержания золота и селена не являются аномально высокими в отложениях до глубины 350 м ниже горизонта гематитового сланца, однако их распределение остается неизвестным ниже данного уровня. Концентрация этих компонентов (золота, висмута и селена) могла произойти также в результате приповерхностной гидротермальной активности, связанной с вулканизмом, который привел к образованию порфировых риолитов, игнимбритов и пирокластов во время накопления средних и верхних осадочных толщ формации Каррамен.

В заключение обстановка при рудообразовании может быть описана следующим образом: вулканическая активность, возможно связанная с интрузией гранитов Теннант-Крик и сопровождавшаяся образованием складок с широтными осями, явилась источником тепла, которого оказалось достаточно, чтобы возникли гидротермальные растворы вблизи подошвы формации Каррамен. Флюид мог образоваться исключительно путем обезвоживания колонны осадков [2] или выделиться из кислых интрузивов. Флюиды поступали в антиклинальные структуры, в участки с резким изменением углов падения и поднимались по этим зонам сквозь толщу осадков. Вначале при своем возникновении флюид был относительно кислым, затем процессы фильтрации [7, 17] способствовали в ходе кислотного выщелачивания выносу оснований (Fe^{2+}, Mg^{2+}) из отложений по пути движения этого флюида. Металлы и сера могли быть таким же образом выщелочены. Осаждение магнетита, сформировавшего минеральное тело, началось, когда кислый флюид вошел в контакт с более щелочными флюидами карбонатсодержащего горизонта гематитового сланца.

Благодарности

Автор вынес много полезного из дискуссий с Джоном Эллистоном, административным директором компании Peko Wallsend Ltd; он также пользовался постоянной помощью геологов и технических сотрудников компании Geopeko Ltd., Tennant Creek. Автор в долгу перед д-ром Р. Стентоном за его живой интерес к проводимому исследованию и критическое рассмотрение рукописи. Большая благодарность научным сотрудникам лабораторий по исследованию минералов.

Список литературы

1. *Elliston J. N.*, The genesis of the Peko orebody, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 218, 9-18 1966.
2. *Elliston J. N.*, The genesis of some epigenetic type ore deposits, Pro. Min. A. Geol., 14, 129-139, 1969.

3. *Hemley J. J., Jones W. R.*, Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism, Econ. Geol., 59, 538-569, 1964.
4. *Holser W. T.*, Metasomatic processes, Econ. Geol., 42, 384-395, 1947.
5. *James H. L.*, Chemistry of the iron-rich sedimentary rocks, Prof. Pap. U.S. geol. Surv. 440, Chap. W., 1966.
6. *Korshinskii D. S.*, An outline of metasomatic processes, Int. Geol. Rev., 6, 1713-1734, 1920-1952, 2169-2198, 1964.
7. *Korshinskii D. S.*, The theory of metasomatic zoning, Mineral. Deposita, Berl., 3, 222-231, 1968.
8. *Korshinskii D. S.*, Theory of metasomatic zoning, Clarendon Press, Oxford, 1970.
9. *Large R. R.*, Gold, bismuth, copper, selenium mineralization in the Tennant Creek district, central Australia, Ph. D. Thesis, University of New England.
10. *Large R. R., Mumme G.*, Seleniferous bismuth sulphosalts at the Juno mine, central Australia, 1974.
11. *Lebedev L. M.*, Meta colloids in endogenic deposits, Monograph in Geoscience, R. W. Fairbridge, ed., Plenum Press, N.Y., 1965.
12. *Lindgren W.*, Gel replacement, a new aspect of metasomatism, Proc. natr. Acad. Sci. U.S.A., 11, 5-11, 1924.
13. *Малашин В. А.*, О дифференциации вещества в стадию диспергирующего метасоматоза, ДАН СССР, 182, № 6, 1406-1409, 1968.
14. *Pospelov G. I.*, The types and mechanisms of metasomatism, Int. Geol. Rev. 9, 7, 890-898, 1966.
15. *Ramdohr P.*, The ore minerals and their intergrowths C. H. R., Pergamon Press, 1969.
16. *Wrigth K.*, Textures from some epigenetic mineral deposits of Tennant Creek—central Australia, Reprinted from: Meeting on remobilization of ores and minerals, Cagliarli, 219-251, 1969.
17. *Zharikov V. A.*, The possible significance of electrokinetic phenomena in geochemistry, in Problems of Geochemistry, Khitarav, ed., Science Press, 1965.

Маунт-Морган

Д. Фретс, Р. Болд

Общие сведения

Месторождение Маунт-Морган, крупный поставщик золота и меди в течение последних примерно 90 лет, расположено в 36 км юг-юго-западнее Рокгемптона в центральном Квинсленде (150°22′ в. д., 23°38′ ю. ш.). Рудное тело, открытое в 1882 г., слагает часть холма, возвышающегося на 150 м над долиной реки Ди и на 390 м над уровнем моря. В течение первых 20 лет велась добыча только золота. Добыча меди началась в 1902 г., когда выработки нижнего горизонта рудника вошли в медьсодержащую руду. После почти 41 года непрерывной работы в 1925 г. компания Mount Morgan Gold Mining прекратила добычу металла из-за разрушительного пожара и связанного с ним последующего затопления подземных выработок. Новая компания — Mount Morgan Limited, созданная в 1929 г., начала карьерные работы в 1932 г.

В течение последних 90 лет на руднике переработано более 75 млн. т руды со средним содержанием меди 0,75 % и золота 3,80 г/т. С 1939 г. на руднике ведется выплавка металла из концентрата. В 1969 г. компания Mount Morgan Limited стала филиалом Peko-Wallsend. Запасы руды на 1973 г. составляют 5 млн. т.

Город Маунт-Морган расположен в районе прибрежных гряд Восточного поднятия на плато, которое образует крутой уступ в 10 км восточнее

D. C. Frets, Senior Geologist, Geopeko Ltd., Mount Morgan; *R. Balde*, Geologist, Geopeko Ltd., Mount Morgan.

города. Дренажная система связана с текущей на юг рекой Ди, которая по всем признакам достигла стадии зрелости. Амплитуда рельефа составляет примерно 250 м.

Зима в Маунт-Морган умеренно холодная и сухая, лето теплое и влажное с максимальной температурой в середине дня до 35°С. Около 60% дождевых осадков выпадает между декабрем и апрелем, когда с севера приходит муссон. Среднее годовое количество осадков в районе рудника 750 мм.

Региональная геология

Месторождение Маунт-Морган расположено в поясе среднепалеозойских вулканических пород, имеющих север-северо-западное простирание. Этот тектонически довольно стабильный пояс — блок Рокгемптон — отделяет интракратонный бассейн Боуэн на западе от морского эвгеосинклинального бассейна Яррол на востоке. Степень деформации и метаморфизм постепенно увеличиваются к востоку от Маунт-Морган по направлению к бассейну Яррол.

Древнейшие породы этого стабильного блока находятся в центре и занимают площадь 8 × 2,5 км близ города Маунт-Морган. Это кремнистые и порфиритовые породы, которые являются вмещающими для медно-золотой минерализации. Название «рудничный траншейный комплекс» (*mine corridor complex*) имеет чисто описательный характер. Киркегаард и др. [8] считают, что породы этого комплекса являются частью среднедевонских слоев Капелла-Крик; их точный возраст еще не установлен. Они залегают в ядре региональной пермской антиклинали Грейсмиер, и поэтому более молодые породы перекрывают их на востоке и западе.

Вышележащие вулканические породы девонского возраста получили различные названия, например риолиты Мунган, среднедевонские вулканиты, вулканиты Ди и т. п. В последнее время нижняя толща кислых и средних туфов и лав и переслаивающихся с ними осадочных пород включена в среднедевонские слои Капелла-Крик, а вышележащая толща андезитовых туфов, лав и агломератов — в верхнедевонские вулканиты Ди. В южной части блока Рокгемптон между этими стратиграфическими единицами зарегистрировано несогласие.

На западе вулканиты Ди вверх по разрезу сменяются верхнедевонской толщей Боулдер-Крик (песчаник, конгломерат, туфовые отложения), нижнекаменноугольной формацией Понд (туфовый песчаник, конгломерат, аргиллит) и залегающим несогласно нижнепермским конгломератом Йоламби.

Восточнее Маунт-Морган вулканиты Ди перекрываются нижнекаменноугольными слоями Крана (туф, аргиллит, конгломерат) и нижнекаменноугольной группой Рокгемптон (аргиллит, песчаник, конгломерат, оолитовый известняк).

Девонские вулканические формации интрудированы тоналитами Маунт-Морган. Тоналит является доминирующей породой в этом комплексе, но обычны также габбро, диорит, кварцевый диорит, гранит и аляскит. Они прорывают отложения «рудничного траншейного комплекса» и верхнедевонские вулканиты Ди [10]. Средний возраст интрузии на основании определений K-Ar-методом по пяти образцам диорита составляет, по-видимому, 362 млн. лет [18].

Верхнепермские интрузии широко распространены по всей площади. Комплекс Боулдеркомб на севере преимущественно представлен гранодиоритом, но включает также породы, состав которых колеблется от габбро до гранита. Гранодиорит из Мунмеры и кварцевые габбро из Грейсмиера дали радиометрический возраст порядка 235 ± 5 млн. лет [18]. Это было время широкого развития гранитных интрузий в восточном Квинсленде. Гранодио-

рит Кайл-Мор на западе и гранодиорит в районе Стейшен-Крик на востоке занимают одну и ту же стратиграфическую позицию. Верхнепермские породы были интрудированы после того, как более древние вулканиты и осадочные отложения на этой площади испытали слабую складчатость север-северо-западного направления.

Позднепермские дайки (от габбро до сиенита и диорита) распространены по всей площади, но особенно их много непосредственно вокруг рудника. Радиометрическое определение возраста порфировой трахиандезитовой дайки из карьера Маунт-Морган дало 230 млн. лет [18].

После верхнепалеозойского периода орогенических движений и интрузивной деятельности описываемая площадь стабилизировалась и в последующее время испытывала только небольшие дизъюнктивные дислокации. Затем последовала эрозия и пенепленизация, и в течение нижней юры вся площадь была покрыта речными песчаными отложениями (слои Рейзорбэк). В мелу последовали экструзии наземных вулканитов.

Геологическое строение площади месторождения

Минерализация Маунт-Морган приурочена к узкой полосе кремнистых порфировых пород («рудничный траншейный комплекс»), простирающихся примерно в меридиональном направлении (рис. 1). Геологи компании Geopeko Limited подразделили породы этого пояса на следующие части местного значения (и неофициальные) (сверху вниз): верхние рудничные (обломочные) порфиры, полосчатая рудничная толща и нижние рудничные порфиры.

Толща *верхних рудничных порфиров* состоит из обломочного или массивного кварц-полевошпатового порфира или кварцевого порфира. Эта толща обнажается на северной и восточной сторонах карьера. Порфиры содержат большое количество обломков (от 5 мм до 3 см) роговика, яшмы и кварц-полевошпатового порфира. Наиболее крупные обломки залегают вблизи контакта с подстилающей полосчатой рудничной толщей. Среди обломков был встречен «валун» известняка диаметром 5 м, он имел отчетливую, шириной 2 см, реакционную кайму из граната, а сам известняк был полностью перекристаллизован до грубозернистой кальцитовой породы.

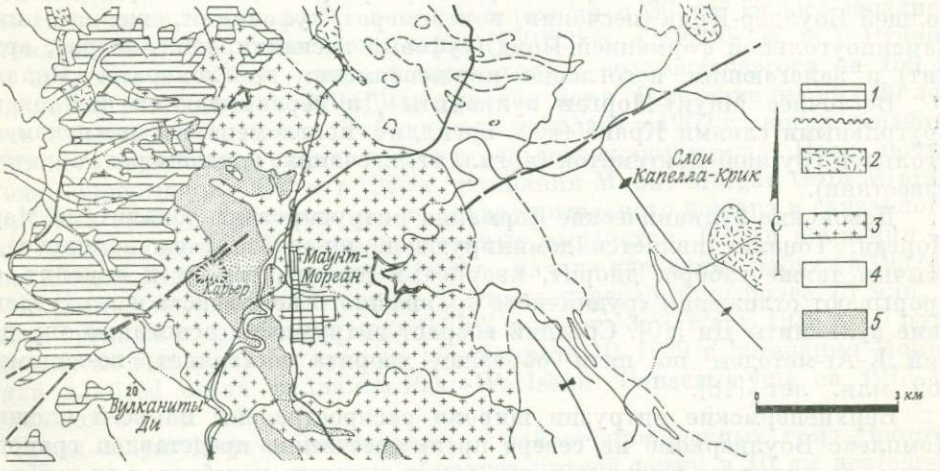


Рис. 1. Геологическая карта района Маунт-Морган.

1 — слои Рейзорбэк; *2* — пермские интрузивы; *3* — тоналит Маунт-Морган; *4* — девонские вулканиты; *5* — «рудничный траншейный комплекс».

Корнелиус [3] рассматривал эту толщу как интрузив и полагал, что брекчия образовалась в результате трения интрузивной породы на контакте с окружающей полосчатой рудничной толщей (автокластическое брекчирование). Однако данные, полученные при бурении, начиная с 1969 г. показывают, что эти породы образуют крупные согласные слои экструзивных вулканических агломератов. Мощность их не известна, но явно превышает 200 м.

Полосчатая рудничная толща включает маломощные слои кварц-полевошпатового и кварцевого порфира, перемежающиеся с тонкослоистыми и массивными кремнистыми слоями и известняком. Богатые гематитом и магнетитом слои, называемые здесь джеспероидными, залегают в верхней части толщи. В юго-восточном углу карьера в джеспероидных слоях найдены обломки ископаемых остатков, а за пределами карьера при разбуривании полосчатой рудничной толщи был пересечен слой известняка, переполненного обломками окаменелостей. Слоистость в толще хорошо развита, но не имеет правильного характера; роговиковые слои и слои кварц-полевошпатового порфира очень быстро изменяют свою мощность, полностью выклиниваются или образуют неправильные складки течения. Последняя структура свидетельствует о пластической мобильности материала или, что наиболее вероятно, указывает на оползневые процессы. 15-метровый слой известняка в основании толщи (вскрытый в северном борту карьера, на пятом уступе) подстилается и перекрывается кварц-полевошпатовым порфиром; однако в этом случае контактово-метаморфические минералы полностью отсутствуют, хотя известняк сильно перекристаллизован и содержит большое количество эпидота. Общая мощность полосчатой рудничной толщи — 150—220 м.

Нижние рудничные порфиры состоят из массивного кварц-полевошпатового порфира и кварцевого порфира и подстилают полосчатую рудничную толщу. Корнелиус [2] объединил эту толщу с верхними рудничными порфирами под названием «интрузивная риолитовая толща». Однако явные несогласные интрузивные контакты с перекрывающей толщей никогда не наблюдались. Кварцевый порфир является вмещающей породой для большей части рудного тела Маунт-Морган. Микроскопическое исследование показало, что эта порода является измененной фацией окружающих кварц-полевошпатовых порфиров. По данным глубокого бурения мощность этой толщи превышает 730 м.

Кварцевый латит представляет собой тонкозернистую меланократовую породу с изменчивыми структурой и составом. Вероятно, впервые детально описанный Корнелиусом [3], он предварительно был назван «древней основной породой» или «андезитом» и неправильно включен в стратиграфическую колонку [17]. В карьере латит образует неправильные дайки и штокообразные тела, секущие слоистые породы, кварцевый порфир и минерализованную зону. Вне карьера он встречается в виде тел значительной протяженности. В основном порода состоит из тонких лейст олигоклаза, местами образующих трахитовую структуру течения, и интерстициального кварца. В основной массе некоторых разностей содержатся вкрапленники полевого шпата и даже кварца, других — бледно-зеленый амфибол. Подземное картирование в старой шахте Линда (на восточном краю карьера) показало, что латитовые тела и дайка Стоуп пересекаются и смещаются разломами лежачего бока и поэтому являются более древними, чем пермские дайки, которые по этим разломам не смещаются. Кроме того, площадное распределение латитов за пределами карьера свидетельствует о том, что они также древнее тоналита Маунт-Морган [3].

Все упомянутые выше породы принадлежат к «рудничному траншейному комплексу». Они интрудированы *тоналитом Маунт-Морган*, который обнажается в северном и западном бортах карьера. Тоналит и кварцевый диорит являются преобладающими типами интрузивных пород, распространен-

ных вокруг рудника, хотя не так далеко к юго-западу встречаются также некки габбро и диорита. За пределами площади рудника контакт между этим комплексом и кремнистыми породами «рудничного траншейного комплекса» довольно резкий и прямолинейный (простирается в север-северо-западном направлении); однако на площади рудника этот контакт огибает рудное тело, при этом радиус этого изгиба равен 500 м. Данные бурения показывают, что в карьере контакт тоналита падает на восток в сторону рудного тела приблизительно под углом 75°. По данным определения абсолютного возраста диорита и тоналита этот комплекс относится к верхнему девону (362 млн. лет) [18].

Поздние *распирающие дайки* (по составу от габбро до диорита и андезита) знаменуют собой последний магматический процесс, имевший место на площади месторождения. В основном дайки вытянуты в северо-западном и северо-восточном направлении. Дайки имеют местные названия: Порфиритовая дайка, Северная дайка, Южная дайка и т. п. Они почти вертикальны, и мощность их варьирует от 2 до 30 м. Для Порфиритовой дайки установлен позднепермский возраст порядка 230 млн. лет [18].

Структура

Складчатые дислокации. Региональное простирание девонских пород в районе Маунт-Морган север-северо-западное. Характер складчатости хорошо прослеживается в карьере в полосчатой рудничной толще. В северном борту карьера доминирующим простиранием пород является восток-юго-восточное при падении на север под углами 20—30°, однако в его восточном борту слои поворачивают к югу и падение возрастает до 80—90°, местами становясь даже обратным (рис. 2). В юго-восточном углу карьера эти слои имеют север-северо-восточное простирание, и их падение вновь уменьшается до 30—40° на восток. Радиусы кривизны этого купола и сульфидного тела в основном одинаковы. Данные бурения на участке Шугерлоуф показывают, что концепция Конолли [1] относительно структуры в виде двух куполообразных антиклиналей в сочетании с трогом неправильна.

Наличие пермских даек и латитовых штоков, секущих восточное опрокинутое крыло купола, и отсутствие признаков деформированности этих пород указывают на то, что деформация предшествовала формированию латита, а следовательно, и образованию тоналита Маунт-Морган. Это значит, что данный купол представляет собой результат локальных процессов деформации девонского возраста, которые предшествовали пермской региональной складчатости, охватившей всю площадь.

Дизъюнктивные дислокации. *Сколовая зона.* Зона разломов и сбросообразования, имеющая северо-восточное направление и ширину примерно 150 м, пересекает западную и центральную части карьера. Зона обрамляется

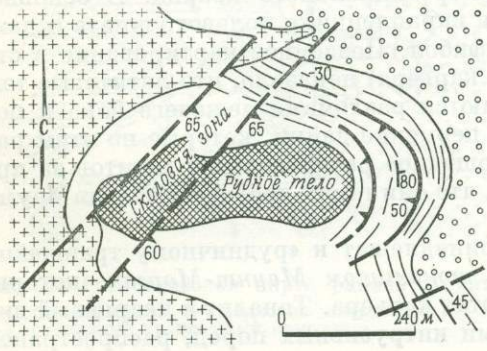


Рис. 2. Структурное положение рудного тела Маунт-Морган.

двумя крупными нарушениями, из которых северо-западное называется разломом Баллард, а юго-восточное — разломом Слайд. Падение плоскостей разломов и сбросов юго-восточное под углами 50—75°. Эта зона разломов является частью крупной региональной системы разломов, которая вне пределов карьера тянется в юго-западном направлении и расщепляется здесь на два нарушения: разлом Айрон-Барк и разлом Маунт-Баттери. Корнелиус [3] утверждал, что следует различать две самостоятельные фазы нарушений — одну после образования тоналита Маунт-Морган и другую после внедрения пермских даек. Корреляция слоя известняка, обнажающегося в северном борту карьера, с его погребенной нарушенной частью (установленной по данным бурения), расположенной к востоку от разлома Слайд, показывает, что вертикальное смещение не превышало 50 м. Слабое горизонтальное движение фиксируется по смещению на юг рудного блока Шугерлоуф относительно рудного тела к востоку от разлома Слайд. Таким образом, общее последевонское смещение на 660 м, о котором говорил Корнелиус [3], не подтверждается.

Разломы лежачего бока. Система падающих на запад разломов встречена в восточном конце карьера. Разломы ограничены в горизонтальном и вертикальном направлениях, слегка дугообразны и в общем следуют изгибу рудного тела в этом месте. На верхних горизонтах они имеют западное падение под углами до 50°, которые уменьшаются до 10—20° на нижних горизонтах. В западном крыле этой зоны нарушений имеется четкий секущий контакт между рудой и практически неминерализованной вмещающей породой (полосчатой рудничной толщей). Относительные смещения по этим разломам известны по результатам геологической документации теперь уже погашенного квершлага Линда. Корреляция различных частей дайки Стоуп свидетельствует о движении пород «внутрь», т. е. по направлению к центру купольной структуры. Смещение, по-видимому, происходило до внедрения пермских даек, но после рудообразования и формирования латита. Возможно, что эти движения связаны с оседаниями купола в связи с падением давления (газа или флюида) в вулканическом центре.

Разлом Линда. Примечательной особенностью восточной части рудного тела Маунт-Морган является относительно резкий секущий контакт между массивными сульфидами и неминерализованной вмещающей породой, который наблюдается как у основания рудного тела, так и у его боков. Большая часть контактов имеет признаки смещения вдоль них. Фрейзер [4] воспользовался этим горизонтальным надвиговым нарушением — разломом Линда, чтобы объяснить внезапное исчезновение промышленной руды в основании рудного тела. Вслед за Фрейзером этот разлом стали показывать на большинстве планов и разрезов карьера [1, 15, 17]. Однако тот факт, что трубообразное тело измененных кварцевых порфиров продолжается ниже рудного тела на неизвестную глубину (по данным скважин превышающую 750 м), однозначно свидетельствует об отсутствии крупного надвига под рудным телом. В противном случае рудное тело было бы смещено относительно его зоны изменения. Зона скалывания под рудным телом, прослеженная в восточном борту карьера, связана с движением по системе плоскостей пологого разлома лежачего бока.

Минерализация

Рудное тело. В целом форму рудного тела можно сравнить с ботинком, носок которого обращен к западу. Вертикальная часть «ботинка» известна под названием «Главная рудная труба», тогда как «носок» назван рудным телом Шугерлоуф (Сахарная голова) (рис. 3).

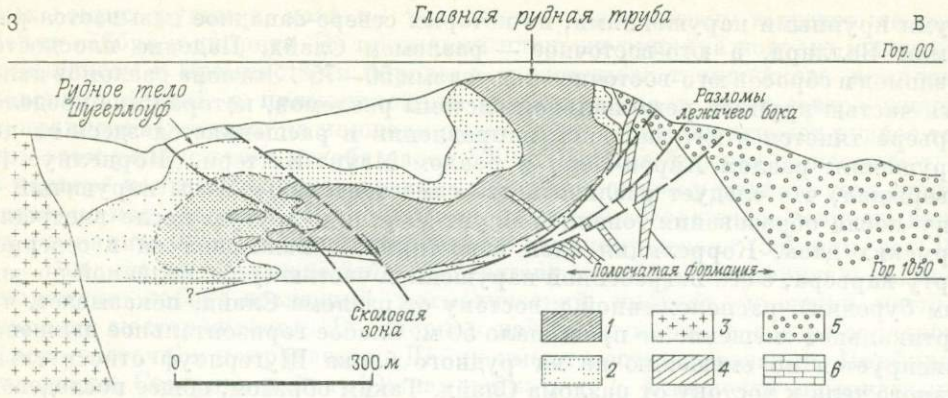


Рис. 3. Широтный разрез через месторождение Маунт-Морган.

1 — массивная минерализация; *2* — вкрапленная минерализация; *3* — тоналит Маунт-Морган; *4* — латит; *5* — Верхние рудничные порфиры; *6* — известняк.

Максимальная общая длина рудного тела в запад-юго-западном направлении равна 640 м, максимальная ширина — около 270 м. Диаметр самой рудной трубы 120—200 м.

В интервале от вершины до носка рудное тело можно подразделит на следующие зоны:

1) *окисленная зона*, сложенная кварцем, гематитом, гётитом и золотом;

2) *пиритовая зона*, заключающая кремнистую руду пористой текстуры, вкрапленные сульфиды, золото и некоторое количество халькопирита;

3) *брекчиевая зона Главной рудной трубы*, состоящая из массивных сульфидов, золота и халькопирита, которые образуют брекчиевую текстуру и прожилки;

4) *зона Шугерлоуф*, представленная кремнистой породой с рассеянной вкрапленностью сульфидов, золота и халькопирита.

Запасы по состоянию на 1973 г. сосредоточены в рудном теле Шугерлоуф в западной части карьера и в массивных рудах Главной рудной трубы в восточной его части.

Первичная минерализация. Главными рудными минералами являются пирит, халькопирит, пирротин, магнетит (и сфалерит). В руде присутствуют небольшие, но экономически важные количества золота и теллуридов золота. Акцессорные (некоторые из них в ничтожных количествах) представлены разнообразным и многочисленным набором минералов: арсенопирит, борнит, брошантит, висмутин, галенит, гессит, дигенит, калаверит, касситерит, ковеллин, колорадоит, кубанит, куприт, молибденит, петцит, теллуровисмутит, тетрадимит, тетраэдрит и халькозин [2].

Описание этих рудных минералов и их структур можно найти в ряде работ [9, 3, 11]. Корнелиус [3] описал особенности макроскопического брекчирования внутри Главной рудной трубы и вокруг нее и предположил, что имеется тесная связь между интенсивностью брекчирования и интенсивностью оруденения. Он утверждал, что брекчия представляет собой дорудное образование, в котором обломки позднее были замещены сульфидами и (или) кварцем. Однако следующие наблюдения не позволяют с этим согласиться.

1. Некоторая часть массивных сульфидов Главной рудной трубы и большая часть рудной зоны Шугерлоуф вообще не брекчированы.

2. Брекчирование и кварцевые прожилки наблюдаются как в Главной рудной трубе, так и в окружающей ее кварцевой оболочке. Предпочтитель-

ное полное замещение сульфидами одного участка и полное замещение кварцем другого, расположенного всего в 1 м от первого, трудно объяснить.

3. В перемещенных обломках брекчии отсутствуют реликты вмещающей породы.

4. Вращение можно наблюдать лишь у небольших по размеру обломков (диаметром несколько сантиметров), тогда как крупные блоки не испытывали вращения. Обломки брекчии, обычно подогнанные друг к другу как зубья шестеренок, вызывают недоумение.

5. Кварцевые прожилки пересекают некоторые слоистые перекристаллизованные элементы в обломках.

6. В жилах не наблюдаются жеоды и гребенчатые текстуры, которые можно было бы ожидать в случае выполнения пустого пространства.

7. Кварцевые жилы (мощностью 10—15 см), обрамляющие отдельные обломки брекчии, иногда разновозрастны, поскольку одни из них пересекают другие в углах обломков.

Таким образом, факты свидетельствуют о том, что тело массивных сульфидов было брекчировано и пронизано кварцевыми жилами после главного периода оруденения. Более того, полевые наблюдения показывают, что эти кварцевые жилы привнесли в руду значительную часть халькопирита.

Лоуренс [9] не обнаружил ясной последовательности в отложении рудных минералов. Однако Корнелиус [2] указал на наличие различных стадий минерализации для пирита, халькопирита и кварца. Ле Мессюрье [11] установил примерно такую же последовательность в отложении минералов, за исключением того, что пирротин он посчитал более поздним минералом. Согласно Ле Мессюрье, структуры руд исключительно разнообразны; ранние минералы были уже кристаллическими и хрупкими, когда поступали растворы более поздних стадий. Он пришел к выводу, что широкое разнообразие структур скорее отражает сменяющиеся в пространстве и времени физические и химические процессы, а не постоянство условий.

Здесь предлагается следующая схема рудообразования. Первой была *стадия массивных сульфидов*, приведшая к возникновению парагенезиса пирита и халькопирита (каемчатые структуры распада и включения), магнетита, пирротина, сфалерита, золота (самородного и в качестве изоморфной примеси в пирите); далее следовало брекчирование и затем кварцевая стадия с образованием кварца, халькопирита, золота (самородного и в виде теллуридов), пирита, магнетита.

Изменение. Вокруг большей части рудного тела отмечается следующая зональность: 1) рудная зона, массивные сульфиды; 2) зона перекристаллизованного кварца и вкрапленные сульфиды; 3) перекристаллизованный кварцевый порфир; 4) кварцевый порфир; 5) кварц-полевошпатовый порфир; 6) серицит-хлоритовая зона (перекрывается с зонами 3 и 4).

Возникновение первых четырех зон связано со стадиями изменения, затронувшими кварц-полевошпатовый порфир (нижние рудничные порфиры). Корнелиус [3] сравнил пять анализов порфирового натрового риолита (кварц-полевошпатовый порфир) с анализами гидротермально измененного риолита (зона 3) и обнаружил, что имеет место возрастание SiO_2, K_2O и Fe + S (пирит) по направлению к рудной зоне и сопутствующая ему потеря Al_2O_3 и Na_2O (разложение полевого шпата), а также CaO и MgO.

Изменение, которому подверглись породы кварц-порфировой фации, может быть прослежено вниз под рудным телом до глубины, превышающей 750 м (по данным бурения). В северо-восточном борту карьера рудная труба Маунт-Морган проникает в окружающую полосчатую рудничную толщу; здесь развиты лишь зоны 2 и 6.

Специфическое развитие сферолитов диаметром от 1 до 15 мм отмечается за пределами зоны силицификации. Первоначально они описывались как типичные девитрификационные структуры в кремнистых лавах [3]. Однако их распространение только вокруг рудного тела указывает на то, что они являются продуктом процессов изменения, сопровождавших рудообразование.

Зона окисления. Железная шляпа развита над рудным телом Шугерлоуф и рудной трубой Маунт-Морган, а также над окружающей площадью. Истинная железная шляпа над рудными телами имеет мощность от 15 до 75 м, а вниз постепенно переходит в высшей степени выщелоченный пористый, железистый, кремнистый материал. Он богат золотом; раньше здесь добывалась руда со средним содержанием золота от 180 до 600 г/т.

В рудной трубе Маунт-Морган граница окисления расположена примерно на горизонте 320 футов, где приходят в соприкосновение рыхлые массы кварца и пирита. На этой глубине появляется медная минерализация, но остается слабой до горизонта 450 футов, ниже которого она становится преобладающей.

В истинной железной шляпе зарегистрированы очень небольшие участки с развитием малахита, азурита, халькантита, куприта и самородной меди; крупные концентрации меди, которые образовывали бы тела окисленной медной руды, встречены не были.

В латеральном направлении истинная железная шляпа постепенно переходит в слабо выщелоченный бурый железняк, названный Конолли [1] «фальшивой железной шляпой», которая развивается по породе, содержащей от 1 до 5% пирита. Эта шляпа в свою очередь постепенно переходит в окрашенный окислами железа каолинитовый и кремнистый материал, в котором еще можно распознать кварцевый порфир.

Интерпретация

Для объяснения генезиса рудного тела Маунт-Морган были предложены многочисленные теории. Все они имеют одну общую черту — признание, что источник оруденения был эпигенетическим и гидротермальным. Однако какой именно был источник, а следовательно, каков был возраст рудных растворов — эти вопросы явились предметом споров сразу же после первого исследования месторождения Маунт-Морган, предпринятого Джеком [7].

Высказывалось несколько предположений. Джек [7] считал, что железная шляпа Маунт-Морган представляет собой гейзеровое месторождение. Фрейзер [4] связывал рудные флюиды с тоналитом Маунт-Морган, обнажающимся в западном борту карьера. Рейд [13] относил их происхождение за счет поздних основных даек. Конолли [1], Шеферд [15] и Хоукинс и Уитчер [6], как и Фрейзер, связывали их с тоналитом, тогда как Лоуренс [9] считал месторождение более древним и приписал ему вулканическое происхождение. Наконец, Корнелиус [3], который наиболее детально изучил это рудное тело, пришел к выводу, что оно представляет собой месторождение гидротермального замещения в трубке, выполненной брекчией и имеющей пермский возраст.

Однако следующие наблюдения указывают на дотоналитовый возраст рудного тела:

1. Рудное месторождение и структура, по-видимому, тесно связаны. Купол имеет долатитовый, а следовательно, дотоналитовый возраст.

2. Хлорит-пиритовый фронт развит вокруг тоналитового контакта, и этот же фронт наложен на зону изменения рудного тела.

3. Породы фации измененного кварцевого порфира, относящиеся к нижним рудничным порфирам, секутся тоналитом.

4. Латитовые штоки на площади интенсивного рудоотложения и брекчирования обнаруживают резкие контакты с окружающей рудой и сами не имеют признаков брекчирования.

5. Бухтообразный характер тоналитового контакта на рудной площади может быть вполне логично объяснен, если принять, что рудное тело имеет дотоналитовый возраст.

Последние определения абсолютного возраста тоналита Маунт-Морган [18] показывают, что он кристаллизовался в течение верхнего девона. На основании этого можно считать, что рудное тело представляет собой частично несогласное, эпигенетическое, гидротермальное образование девонского возраста.

Благодарности

Настоящая статья представляет собой обобщение работ многих геологов, изучавших золото-медное месторождение Маунт-Морган и докладывавших о нем. Однако ответственность за интерпретацию приводимых здесь фактов лежит на авторах.

Эта статья публикуется с разрешения правления компании Peko Wallsend Ltd.

Список литературы

1. *Conolly H. J. C.*, Report on Mount Morgan, Report to Mount Morgan Limited, 1952.
2. *Cornelius K. D.*, Breccia pipe associated with epigenetic mineralization, Mount Morgan, Queensland, Econ. Geol., 62, 853-860, 1967.
3. *Cornelius K. D.*, The Mount Morgan mine, Queensland, A massive gold-copper pyritic replacement deposit, Econ. Geol., 64, 885-902, 1969.
4. *Fraser C.*, Geological report on Mount Morgan mine, Report to Mount Morgan Gold Mining Co., 1914.
5. *Frets D. C.*, Mount Morgan mine geology, Geopeko Limited, Report 66, 1971.
6. *Hawkins B.*, *Whitcher I.*, Geological environment of the Mount Morgan orebody, Enterprise Exploration Co., Pty. Ltd., Report, 1961.
7. *Jack R. L.*, Mount Morgan and other mines in the Crocodile gold fields, Publs. geol. Surv. Qd., 132, 1-7, 1898.
8. *Kirkegaard A. G.*, *Shaw R. D.*, *Murray C. G.*, Geology of the Rockhampton and Port Clinton 1 : 250 000 sheet areas, Queensland, Rep. geol. Surv. Qd., 38, 1-126, 1970.
9. *Lawrence L. J.*, A mineragraphic study of Mount Morgan copper-gold ore, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 223, 29-47, 1967.
10. *Maxwell W. G. H.*, Upper Palaeozoic Formations in the Mount Morgan District—stratigraphy and structure, Par. Dep. Geol. Univ. Qd., 4(4), 1-14, 1953.
11. *Messurier P. Le*, Mineralogy and ore textures, Mount Morgan orebody, Geopeko Limited, Seminar Paper, 1969.
12. *Paltridge I. M.*, Breccia mineralization at Mount Morgan, Queensland, Econ. Geol., 62, 861-862, 1967.
13. *Reid J. H.*, The Mont Morgan orebody, Report to Mount Morgan Limited, 1947.
14. *Shepherd S. R. L.*, Mount Morgan mine, Qd. Govt. Min. J., 39, 297-301, 1938.
15. *Shepherd S. R. L.*, Geological report on the Mount Morgan mine, Report to Mount Morgan Limited, 1960.
16. *Staines H. R. E.*, The geology of Mount Morgan, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 166-167, 47-69, 1952.
17. *Staff*, Mount Morgan Limited, The Mount Morgan minc, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 364-369, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
18. *Webb A. W.*, *McDougall I.*, The geochronology of the igneous rocks of eastern Queensland, J. geol. Soc. Aust., 15, 313-346, 1968.

Голден-Плато

Д. Рансом, Дж. Найт

Общие сведения

Золотой рудник Голден-Плато находится под Кракоу примерно в 360 км северо-западнее Брисбена (25°17′ ю. ш., 150°17′ в. д.). Это один из двух действующих золотых рудников в Квинсленде; с 1933 г. на нем добыто 1 415 643 т руды, из которой к 30 июня 1972 г. было извлечено 17 414 кг золота и 18 095 кг серебра.

Золото в районе Кракоу открыто в конце 1920-х гг. Многочисленные мелкие выработки были пройдены по жилам Уайт-Хоуп и Голден-Майл соответственно на западе и юго-востоке рудной площади (рис. 1). Известно, что выход жилы № 1 на месторождении Голден-Плато обнаружен в 1929 г., а в 1932 г. была организована компания Golden Plateau N. Z.

Вопросы геологии и успехи развития геологоразведочных и эксплуатационных работ на золоторудном поле Кракоу в период с 1933 по 1946 г. с исчерпывающей полнотой освещались А. Денмидом в Квинслендском правительственном горном журнале (Queensland Government Mining Journal) в 1933, 1937, 1938 и 1946 гг. Петрографические и минералогические исследования были проведены Стилуэллом [11], определившим теллурид серебра — гессит, и Мак-Доналдом [10]. Кемпбелл [4] провел детальную документацию подземных выработок и высказал предположение о связи жил Голден-Плато

D. M. Ransom, Exploration Geologist, Cominco Exploration Pty. Ltd.; *J. A. Knight*, Mine Geologist, Golden Plateau, N. L.

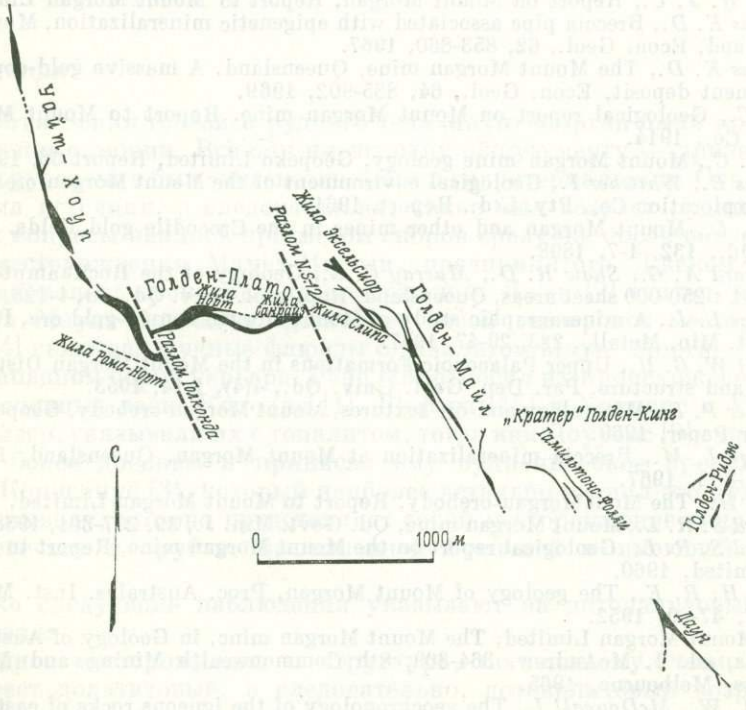


Рис. 1. Схематическая карта главных жил золоторудного поля Кракоу [6].

с пермским вулканическим центром, приуроченным к региональной ослабленной зоне.

В период между 1950 и 1960 гг., когда запасы уменьшились, Брукс предпринял передокументацию горных выработок, провел заново съемку окрестностей и предложил новую интерпретацию геологии структуры, что косвенно способствовало открытию рудного тела N.S.-8 [2].

В данной главе описываются некоторые результаты повторного изучения геологии месторождения и его окрестностей, осуществленного в 1972 г. авторами совместно с Г. Круммеи (G. Krummei). Это исследование привело к созданию новой концепции структуры рудного поля и его отношения к региональной структуре.

Геологическая обстановка и характер золотой минерализации

Золотое оруденение месторождения Голден-Плато, находящегося близ Кракоу в восточном Квинсленде, представлено серией жил, трещин и зон брекчий в нижнепермской толще андезита Камбун. Рудные столбы расположены главным образом внутри круто падающей, вытянутой в восточном направлении зоны, «соединяющей» две обычно слабо минерализованные разломные структуры северо-западного простирания — Голден-Майл и Уайт-Хоун (рис.1). В окрестностях рудника андезит Камбун состоит из разнообразных трахитовых, дацитовых, риодацитовых, трахиандезитовых типов пород и нескольких прослоев пирокластов и интрудирован риолитовыми дайками. Детальное картирование до сих пор оказывалось недостаточным, чтобы можно было создать правильную стратиграфическую схему рудного поля, однако некоторые региональные особенности стратиграфии говорят о том, что минерализованная зона приурочена к породам скорее «андезитовой», чем «агломератовой», структуры.

Длина минерализованной зоны составляет примерно 1000 м. Золото известно до глубины 240 м, оно находится в рудных столбах внутри кварцевых тел, которые имеют обычно крутое падение. Исключение составляют пологопадающие столбы, известные под названием «пологие мощные части жилы» (flatmakes). Обычно считается, что руды подчиняются структурному контролю, однако контролирующие структуры еще недостаточно понятны. Рудные столбы связаны с разломами или (как это имеет на восточном фланге рудника) с риолитовыми дайками. Восточное и западное окончания зоны Голден-Плато определяются двумя нарушениями — разломом Голконда на западе и разломом N.S.-12 на востоке. Рудные столбы могут быть разделены на два класса: тип Голден-Плато и тип Норт-Лоуд/Рома-Норт.

Тип Голден-Плато. Эти рудные тела обычно представляют собой брекчии с кварцевым выполнением или штокверки; брекчированность увеличивается в сторону висячего бока, где срезается четко проявленным разломом или трещиной. Содержание золота возрастает к висячему боку, так что у рудных тел (почти во всех случаях) контакт висячего бока тектонический, а контакт лежачего бока постепенный. На руднике такое резкое ограничение висячего бока называется «контролем» минерализации. Контроль со стороны лежачего бока редок, и в этом случае контакт почти вертикален. Значительную контролирующую роль на месторождении играет падающий на юг разлом, известный под названием Саут-Уолл (Южная стена) [6].

Внутренняя текстура рудных столбов типа Голден-Плато может быть описана как «крустификация» ядер, напоминающих брекчиевые обломки вмещающей породы. Характерно развитие вокруг них концентрических слоев кварца различного габитуса и цвета, калиевого полевого шпата (адуляра), карбоната и сульфидов. Обычны пустоты.

Тип Норт-Лоуд/Рома-Норт. Эти рудные столбы представляют собой в строгом смысле жилы или выполнения приоткрытых трещин. Тектонический контроль имеет место как в висячем, так и в лежачем боку. Развиты крустификационные текстуры типа Голден-Плато, но здесь происходит отложение минерального вещества вдоль контактов жил, а не вокруг обломков. В минералогическом отношении тела Рома-Норт, более чем где бы то ни было, обогащены карбонатом, но в общем минералогия, по существу, такая же, как и на других участках. В этих рудных столбах содержание золота не зависит от места по отношению к висячему или лежачему боку.

В обоих типах рудных столбов золото обычно находится в ассоциации с сульфидами (сфалеритом, халькопиритом, пиритом, борнитом) или с теллуридом серебра (гесситом), которые, как описано выше, образуют корки толщиной 1—5 мм, ветвящиеся между зернами кварца. Содержание золота обычно неотвратимо снижается по простиранию, определяя границы рудного столба. Явный структурный контроль часто отсутствует.

Риолитовые дайки, интрудирующие породы на восточном краю рудника, по-видимому, как и разломы, в некоторых местах оказывали контролирующее влияние на минерализацию. Золото, очевидно, отлагалось у контактов даек в тех случаях, когда дайки представляли собой подходящую поверхность со стороны висячего бока. Неминерализованные дайковые контакты также обычны, и, таким образом, следует полагать, что генетической связи между дайками и источником золота не было.

Структурные соотношения свидетельствуют о том, что сульфиды отлагались в основном в следующем порядке: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит — одновременно со сложными сростками самородного золота и гессита. Присутствуют в небольших количествах также рутил, арсенопирит, марказит, ковеллин, дигенит и борнит [10]. Эти минералы приурочены (за исключением пирита) к кварцевым жилам и брекчии во вмещающих трахиандезитах или трахитах. Типичные ассоциации в тонкозернистых порфировых изверженных породах включают вкрапленники олигоклаза или санидина с некоторым количеством ортоклаза в олигоклаз-хлорит (развившейся по роговой обманке или пироксену)-лейкоксеновой основной массе, которая может содержать следы эпидота, карбоната и кварца. Рассеянная вкрапленность пирита в вулканитах могла образоваться до кварцевой минерализации.

Структурная геология

Подход к проблеме. Прежним попыткам расшифровать структуру месторождения Голден-Плато часто мешала несовершенная геологическая документация на руднике. Источники геологической информации ограничивались: 1) геологическими планами горизонтов, которые первоначально были составлены Кемпбеллом [4] и впоследствии подверглись ревизии; 2) планами опробования горизонтов; 3) зарисовками и заметками различных инженеров и маркшейдеров; 4) разрезами, впервые составленными в 1955 г. и впоследствии пересматриваемыми; 5) совмещенным продольным разрезом широтного направления через все рудные выработки.

Никакой систематической информации о геологии в очистных выработках не было примерно до 1965 г.

В связи с такой неполнотой данных было решено подойти к изучению структурной геологии в масштабах всего месторождения, а не делать построений, опираясь на небольшие участки. Изучение геологии по планам отдельных горизонтов плюс подземные маршруты ясно показали важность «контроля» со стороны разломов для размещения золотой минерализации. Поэтому был проведен структурный анализ разломов в пределах площади рудника с попыткой установить связь между этими структурами и формой золоторуд-

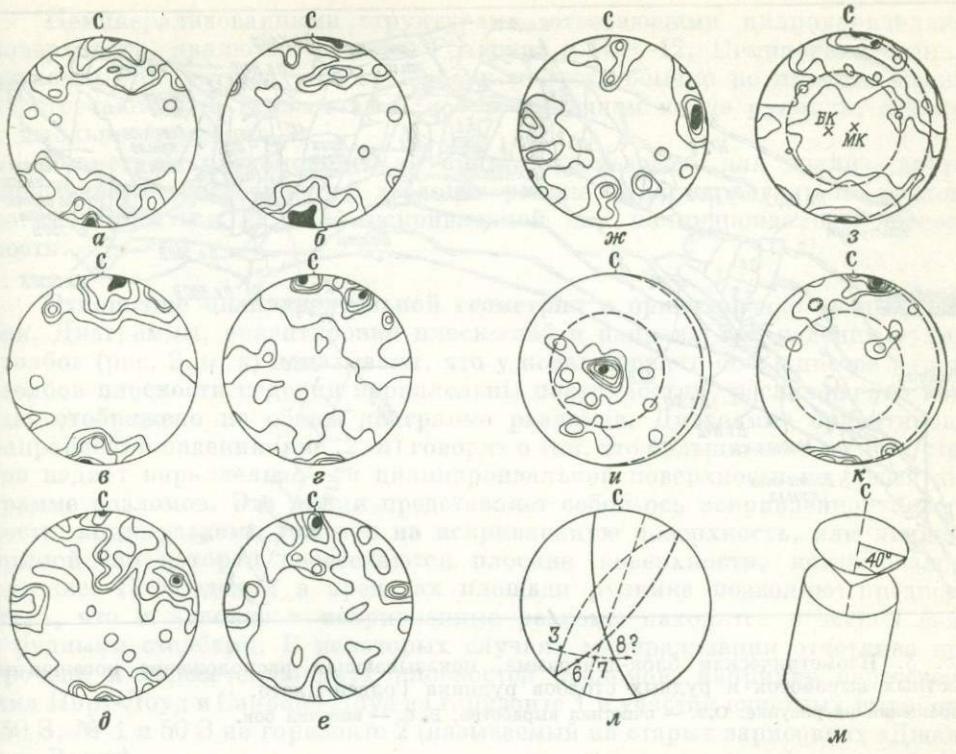


Рис. 2. Геометрия разломов и рудных столбов на месторождении Голден-Плато.

а — горизонт 1 (228 точек); *б* — горизонт 2 (90 точек); *в* — горизонт 3 (160 точек); *г* — горизонт 4 (147 точек); *д* — горизонт 5 (147 точек); *е* — горизонт 6 (101 точка); *ж* — горизонт 7 (98 точек); *з* — все горизонты (976 точек), показана ориентация большого круга (полюс БК) и малого круга (ось МК); *и* — ориентировка направления падения рудных столбов (54 точки); *к* — ориентировка плоскостей падения рудных столбов (54 точки); *л* — соотношение разломов Голконда и N. S.-8, показаны ориентировка разлома Голконда по горизонтам 5, 6, 7, 8 (сплошная линия), ориентировка разлома N.S.-8 на горизонтах 5, 6 и 7 (пунктирные линии), направления удлинения рудного столба N.S.-8 на горизонтах 5, 6, 7 (нумерованные точки) и смещение рудного столба N. S.-8 (линия со стрелкой) с указанием возможной ориентировки удлинения рудного столба N.S.-8 на горизонте 8 (точка 8); *м* — идеализированная геометрия взаимоотношения разломов.

ных тел. Это было достигнуто путем нанесения на стереографическую сетку всех разломов, задокументированных на отдельных участках, границы которых определялись на каждом горизонте поперечными разрезами через рудные тела. Форма рудных столбов определялась по наклону и длине очистных выработок, изображенных на продольном разрезе через рудник [1], по нескольким полевым эскизным картам и во время подземных маршрутов.

Результаты. Данные по ориентировке всех разломов на каждом горизонте, а также очистных выработок приведены на рис. 2. Все данные нанесены на нижнюю полусферу равноплощадных стереографических сеток; изолинии строились по методу Шмидта.

Диаграммы ориентировки сходны между собой по своей сложности, и их геометрию интерпретировать изолированно непросто. Однако если сравнить эти диаграммы с геологией на горизонтах горных работ, то окажется возможным связать более четкие точки максимумов с элементами структуры отдельных жил. Действительно, диаграммы по горизонтам обобщают структурные соотношения, которые можно наблюдать на соответствующих погоризонтных планах.

Если же данные ориентировки по каждому горизонту свести в одну общую диаграмму, то выявится важная картина: большинство разломов проявляет

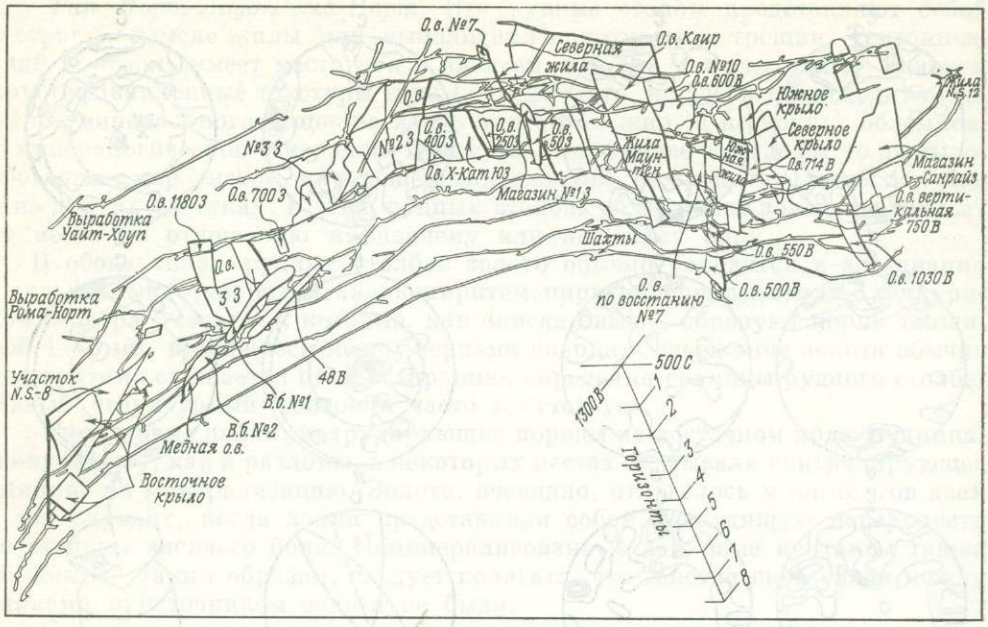


Рис. 3. Изометрическая блок-диаграмма, показывающая расположение погашенных очистных выработок и рудных столбов рудника Голден-Плато.
Сокращения на рисунке: О.в. — очистная выработка; В. б. — висячий бок.

тенденцию к совпадению с одной из двух поверхностей (рис. 2, *з*) — с цилиндроидальной поверхностью (или большим кругом на стереографической сетке), которая наклонена на запад под углами 70—80°, или с конической поверхностью (или малым кругом на стереографической сетке) с углом при вершине 80° и осью, наклоненной приблизительно в том же направлении, что и цилиндр.

Данные по ориентировке плоскостей и направлений падения рудных столбов приведены на рис. 2, *и*, *к*. Эти диаграммы показывают, что большинство рудных столбов примерно совмещается с цилиндроидальной или конической поверхностями, т. е. с поверхностями фигур, выявленных на общей диаграмме разломов. Направления падения рудных столбов параллельны общей оси этих фигур.

Значение цилиндроидальной геометрии. Цилиндроидальная геометрия нарушений показывает, что большинство разломов, которые определили большой круг на общей диаграмме по всем горизонтам (рис. 2, *з*), приходится на цилиндроидальную поверхность. Другими словами, они могут совпадать с серией плоских поверхностей, которые пересекаются вдоль одной линии. Разломы, определившие малый круг, совмещаются с конической поверхностью (рис. 2, *м*). Эта геометрия не обязательно означает, что поверхности разломов искривленные.

Рудными телами, отвечающими цилиндроидальной поверхности, являются рудные столбы № 1, 2, 3, жилы Саут-Лоуд и Норт-Лоуд, рудные тела Санрайз и N.S.-8. К совпадающим с конической поверхностью относятся рудные тела Висячий бок № 1, Висячий бок № 2, Е.В.-4 и рудные тела структур Восточного крыла и (?) Медной очистной выработки.

Наибольшее количество руды дает первая группа. На рис. 3 приведена блок-диаграмма, на которой показаны все рудные столбы, известные на руднике.

Неминерализованными структурами, отвечающими цилиндроидальной поверхности, являются разломы Голконда и N.S.-12. Неминерализованные разломные структуры, относящиеся к конусу, обычно не имеют названий и встречаются на горизонтах 6 и 7 в восточном конце рудника, а также в штольне (горизонт 2).

Геометрию разломов нельзя прямо использовать для анализа других специфических особенностей геологии района. Цилиндроидальные разломы могут относиться к *любой* искривленной или цилиндроидальной поверхности.

Отношение цилиндроидальной геометрии к ориентировке рудных столбов. Диаграммы, ориентировки плоскостей и направлений падения рудных столбов (рис. 2, *и*, *к*) показывают, что у подавляющего большинства рудных столбов плоскости падения параллельны поверхностям, расположение которых отображено на общей диаграмме разломов. Диаграмма ориентировки направлений падения (рис. 2, *и*) говорит о том, что большинство рудных столбов падает параллельно оси цилиндроидальной поверхности на общей диаграмме разломов. Эта линия представляет собой ось искривленной поверхности, когда разломы ложатся на искривленную поверхность, или является прямой, по которой пересекаются плоские поверхности, когда разломы плоские. Наблюдения в пределах площади рудника позволяют предположить, что и плоские и искривленные разломы находятся в тесной связи с рудными столбами. В некоторых случаях минерализация отчетливо приурочена к пересечению двух плоскостей разломов, например пересечение жил Норт-Лоуд и Санрайз-Лоуд на горизонте 1 и участок очистных выработок 150 З, № 1 и 50 З на горизонте 2 (называемый на старых зарисовках «Джанкшен-Лоуд»).

Однако в большинстве очистных выработок свидетельства о рудоконтролирующем значении пересечений плоскостей разломов отсутствуют. Поэтому рудный контроль можно приписать изменениям в простирании контролирующих разломов или объяснить его какими-то другими более тонкими причинами. Трудно быть более точным, но можно сказать, что отчетливая взаимосвязь геометрии разломов с ориентировкой плоскостей падения большинства рудных столбов отражает несомненную структурную природу рудного контроля.

Те рудные столбы, которые не погружаются параллельно оси цилиндроидальной поверхности разломов (такие, как рудное тело N.S.-8 и flatmakes), интерпретировать труднее. Если и для этих рудных столбов контроль был того же типа, что и описанный выше, то пересекающиеся поверхности геометрически не были бы связаны друг с другом. Если это так, то комбинация ориентировок цилиндроидальных разломов с коническими нарушениями давала бы бесконечные вариации пересечений и было бы невозможно предсказать, какие из этих пересечений важны для рудообразования.

В этом отношении интересным случаем является погружение рудного тела N.S.-8. Брукс [2], например, считал, что «для жилы N.S.-8 основным структурно контролирующим элементом был разлом Голконда. ...Сопряжение разломов Голконда и N.S.-8 является основным местом отложения золота... Направление погружения рудного столба в целом... связано с этим сопряжением».

На рис. 2, *л* показано соотношение разломов Голконда и N.S.-8. Ориентировка разлома Голконда, изображенная на этом рисунке, является средней из измерений его падения на горизонтах 5, 6, 7 и 8. Ориентировка плоскости падения и направление падения рудного тела N.S.-8 (а следовательно, и разлома N.S.-8) измерены на разрезах и погоризонтных планах (горизонты 5, 6 и 7). Очевидно (особенно на горизонте 5), что линия персечения разломов

Голконда и N.S.-8 отличается по крайней мере на 60° от направления падения рудного тела N.S.-8. На горизонтах 6 и 7 линия пересечения ближе к направлению пересечения N.S.-8 — Голконда, но она еще не параллельна ему. Если большой круг провести через точки погружений рудного тела N.S.-8, то будет видно, что погружение смещается в сторону разлома Голконда и действительно, возможно, совпадает с ним на горизонте 8. Это можно объяснить срезанием рудного тела N.S.-8 разломом Голконда и последующим смещением его при возрастании напряжения, направленного в сторону разлома. Рудное тело было «подтащено» так, что его ориентировка стала ближе к ориентировке разлома. Это напряжение проявилось в виде изменения ориентировки рудного тела N.S.-8 по мере его приближения к разлому Голконда. Следовательно, разлом Голконда, по-видимому, является послерудным (вследствие чего он и деформировал рудное тело N.S.-8), а предполагаемое взаимоотношение пересечения с золотой минерализацией — только совпадением. Если это так, то возможно, что рудное тело N.S.-8 продолжается и в западном крыле разлома Голконда.

Соотношение рудоконтролирующих нарушений и разломов Голконда и N.S.-12. Разломы типа N.S.-12 и Голконда отличаются от рудоконтролирующих нарушений главным образом своей морфологией. В отличие от брекчированного характера последних им присуще наличие глинок трения, рассланцованности и отсутствие минерализации. Как сказано выше, они, по-видимому, послерудные и смещают рудное тело N.S.-8, а возможно, и жилу Санрайз. Геометрически они составляют часть системы цилиндроидальных минерализованных разломов, образуя максимум на общей диаграмме (рис. 2, *з*). Большим различием между разломом Голконда и рудоконтролирующими разломами является то, что последние имеют характер нарушений растяжения и в них возникают свободные пространства, которые впоследствии минерализуются. Отсюда следует, что разломы Голконда и N.S.-12 могут быть структурами сжатия, связанными с той же системой напряжений. Нет простого объяснения с динамической и кинематической точек зрения, которое можно было бы предложить для интерпретации этих известных к настоящему времени структур, хотя геометрия разломов обнаруживает моноклинную симметрию, что важно для предсказания расположения новых рудных тел.

Симметрия месторождения и предсказание новых рудных тел. Характерной чертой геометрии структуры месторождения Голден-Плато и распределения вскрытых и отработанных рудных тел является хорошо развитая симметрия месторождения. На нем повсюду обнаруживается ось симметрии, параллельная оси цилиндроидальных разломов. Эта симметрия может быть прослежена за пределами рудника в масштабе района — в структурах минерализованных жил Уайт-Хоуп и Голден-Майл, разломов Голконда и N.S.-12 и трещинных жил на участках Рома-Норт и Фернисайд.

К элементам, не учтенным при выявлении общей картины симметрии, относятся: 1) серия рудных столбов на восточном фланге системы Голден-Плато, эквивалентная рудному телу N.S.-8 и рудным телам flatmakes; 2) рудные столбы западного фланга рудника, эквивалентные Южной жиле; 3) серия даек на западном фланге рудника; 4) висячие бока рудных тел, эквивалентные Северной жиле.

После проверки оказалось, что разведочные работы почти совсем не проводились на участках, подобных рудному телу N.S.-8 и Южной жиле. Однако оконтуривание с помощью бурения риолитов вблизи западного фланга рудника подтвердило, что симметрия в основном выдерживается. В настоящее время на основе предлагаемой концепции проводится в жизнь программа бурения для исследования района Фернисайд — Эксельсиор на оруденение

типа N.S.-8. Хотя минерализованная кварцевая брекчия, минералогически почти идентичная жилам Голден-Плато, и была прослежена по простиранию на протяжении 150 м, опробование показало лишь низкие содержания золота.

Генезис

Золотая минерализация Голден-Плато имеет явно гидротермальное происхождение (в широком смысле) — открытые пространства в системе брекчированных зон нарушений выполнялись кварцем, сульфидами и золотом. Как уже говорилось выше, не имеется простого кинематического объяснения геометрии жил, однако их симметрия свидетельствует о связи с тектоническими напряжениями, вызвавшими образование структур, при этом данная симметрия имеет скорее региональное, чем локальное происхождение.

Генезис рудных сульфидов не установлен. Денмид [7], Джонс [8] и Булей [3] считали, что минерализация связана с риолитовыми дайками и имеет позднепермский — среднетриасовый возраст. Кемпбелл [4], однако, утверждал, что золото связано с вулканическим жерлом, находящимся рядом с месторождением Голден-Плато, и что оно имеет тот же возраст, что и вмещающие вулканиты. Найт [9] на основе интерпретации по аэрофотоснимкам дренажных и топографических особенностей площади и особенностей растительного покрова также полагал, что кольцевые структуры на юге месторождения являются остатками кальдеры и что минерализация была связана с вулканитами. Авторы настоящей главы считают, что возможная связь месторождения Голден-Плато с древними вулканами и сходство его по минералогии и структуре с месторождениями Тавуа на Фиджи [5] достаточно веско подтверждают вулканическое происхождение золотой минерализации.

Благодарности

Авторы благодарны руководству компаний Golden Plateau N.L. и Cominco Exploration Pty. Ltd. за разрешение опубликовать эту статью, а также г-ну Л. Джентлу и д-ру С. Ричардсу за критическое прочтение рукописи. Авторы в долгу перед господином Г. Круммеи за полезное обсуждение работы.

Список литературы

1. *Brooks J. H.*, Gold deposit of Golden Plateau, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 361-364, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
2. *Brooks J. H.*, Exploration & geology of the N.S.8 ore shoot, Golden Plateau Mine, Cracow, Qld., Qd. Govt. Min. J., 70, 537-542, 1969.
3. *Buley J. V.*, The Cracow Goldfield, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. A. B. Edwards, 817-822, 5th Empire Mining & Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
4. *Campbell F. A.*, Report on Golden Plateau N.L., Cracow, Qld., Report to Golden Plateau N.L., 1955.
5. *Denholm L. S.*, Lode shoots and ore shoots at Vatukoula, Fiji, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 222, 73-83, 1967.
6. *Denmead A. K.*, The Cracow Goldfield, Qd. Govt. Min. J., 335-340, 368-376, 406-412, 1938.
7. *Denmead A. K.*, Notes on the Cracow Goldfield, Qd. Govt. Min. J., 47, 306-311, 1946.
8. *Jones O. A.*, Ore genesis in Queensland, Proc. R. Soc. Qd., 59, 1-9, 1948.
9. *Knight J. A.*, A structural interpretation of the Cracow field, Golden Plateau N.L., report, 1971.
10. *McDonald J. A.*, Gold-silver ore from the Golden Plateau N. L. mine, Queensland, C.S.I.R.O. Mineragraphic Investigations, Report No. 906, 1965.
11. *Stillwell F. L.*, Ore samples from Golden Plateau, Cracow, Qld., C.S.R.O. Mineragraphic Investigations, Report No. 116, 1937.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТИТАНА

Восточно-Австралийская рутиловая провинция

Дж. Мак-Келлар

Общие сведения

В 20-х гг. нынешнего столетия в морских песках восточной Австралии были обнаружены рутил и циркон. Коммерческая добыча этих минералов началась в 1930-х гг. и к середине пятидесятых годов добыча рутила составила менее 60 тыс. т и циркона — менее 50 тыс. т в год. С 1955 г. добыча рутила и циркона возросла в 6 раз. По данным на 1969 г. рутила добывается более 350 тыс. т, а циркона более 300 тыс. т в год. Такая добыча требует переработки около 100 млн. т морских песков в год.

Опубликованы многочисленные статьи, посвященные различным аспектам этой проблемы, поэтому автор считает нецелесообразным давать обзор литературных данных. Цель настоящей статьи — дать общее описание геологических условий, в которых формировались месторождения. Она является плодом работы Геологической службы компании Associated Minerals Consolidated Ltd. в течение более чем 16 лет.

Описываемый район, получивший название Восточно-Австралийской рутиловой провинции, сложен современными морскими песками, покрывающими прибрежную равнину и прилегающие острова. Пески содержат природные концентрации тяжелых минералов, из которых добывается рутил.

Пески

На расстоянии приблизительно 1000 км между устьем реки Хоксбери и островом Фрейзер побережье окаймлено песчаными отмелями, которые переходят в песчаные равнины. Песчаный покров прерывается каменистыми хребтами, вдающимися в виде выступов в море; расстояние между такими выступами может колебаться от нескольких до десятков километров. Песчаный покров распространяется от современных отмелей на 13 км в глубь континента и в среднем имеет ширину 3 км. Западная граница его имеет неровные очертания и соответствует границе твердого аллювия на геологических картах. Вблизи современной береговой линии песчаный покров на всем протяжении имеет удивительно постоянную мощность. Многие сотни скважин, пробуренных в различных районах, подсекли коренные породы на глубинах между 25 и 37 м ниже уровня моря. Коренные породы полого поднимаются в сторону континента до пересечения с западной границей распространения песчаных масс. Рельеф песчаного покрова разнообразен. Область в целом, включая большую часть современных дюн, поднимается выше уровня моря менее чем на 15 м. Однако существуют остатки более древних серий дюн, высота которых во многих случаях достигает более 180 м. Самая высо-

---

J. B. McKellar, Operations Manager, Associated Minerals Consolidated Ltd. Публикуется с разрешения компании.

кая из них, Маунт-Темпест на острове Мортон, поднимается на высоту 270 м. Остатки этих древних серий дюн — огромные призмы песка с характерной треугольной формой в плане — встречаются на различном расстоянии друг от друга вдоль побережья.

Состав. Пески состоят главным образом из кварца, иногда с небольшой примесью полевых шпатов, слюды или других светлых минералов. Преобладающими тяжелыми минералами, содержание которых в среднем не превышает 0,05%, являются рутил, циркон и ильменит. Как правило, эти три минерала составляют более 90% тяжелой фракции. Они являются наиболее устойчивыми среди других минералов песчаных пород. Заметное преобладание данных минералов позволяет предполагать, что песок представляет собой остаточный продукт выветривания огромного объема пород. В процессе выветривания менее устойчивые минералы были вынесены за пределы площади распространения песчаных масс.

Цементирующая среда. Первичные сыпучие песчаные массы в некоторых участках сцементированы. Древние дюны и песчаные отмели покрыты достаточно плотным растительным покровом. Накапливающийся в низинах растительный материал закупоривает поры песков, что способствует образованию болот и озер. Погребенный растительный материал образует слои торфа ограниченной протяженности, достаточно характерные для прибрежных песков. Такие слои отражают перестройку рельефа при движении песка под действием ветра и воды. Непосредственно ниже болот тонкий пропласток окислов железа, обычно придающих песку желтый цвет, выщелачивается кислыми болотными водами. Песок при этом становится белым. Кислые болотные воды переносят железо, которое осаждается на более низких уровнях там, где обычные грунтовые воды нейтрализуют кислые растворы. Образуются красные, бурые и желтые слои, встречающиеся во всех древних высоких дюнах. Особенно хорошо известны знаменитые цветные пески Тиуа, присутствие которых на эрозионном выходе свидетельствует об изменении условий среды. В настоящее время уровень грунтовых вод, обусловливающих осаждение железа, располагается гораздо ниже, чем во время образования этих песков. Наиболее обычным цементирующим материалом, особенно на прибрежных равнинах, является органический материал.

В результате образуются бурые до черных углеродсодержащие песчаники, обладающие значительной твердостью, что приводит к формированию в некоторых местах вертикальных морских утесов. Полагают, что цемент отлагался в зоне, испытавшей периодическое усыхание и увлажнение вследствие сезонных колебаний уровня грунтовых вод. В настоящее время слои, происхождение которых тесно связано с колебаниями уровня грунтовых вод, встречаются в утесах, где такие колебания отсутствуют. Во время цементации эти слои находились на некотором расстоянии от берега.

Источник. Минеральный состав песка свидетельствует о том, что последний представляет собой устойчивый остаток значительно большего объема песчаных пород. Источник песка следует искать среди коренных пород восточной Австралии. Наиболее вероятным непосредственным источником песка могли служить мезозойские и третичные осадочные породы, лежащие к востоку от Большого Водораздельного хребта, однако во время образования этих пород дренажная сеть сильно отличалась от современной. Непосредственный источник большей части осадочного материала располагался далеко к западу от современного Большого Водораздельного хребта. Формирование современной дренажной сети, возможно, произошло в третичное время. Выровненная поверхность, покрытая красными песками и суглинками и пере-

сеченная меандрирующими реками, была поднята в результате движений земной коры. Вследствие резкого изменения рельефа активизировались потоки, которые создали глубокие ветвящиеся долины, до настоящего времени еще являющиеся характерной чертой района Хоксбери. Изменению ландшафта способствовала и вулканическая активность, сопровождавшаяся излияниями базальтовой магмы из такого вулкана, как Уорнинг.

В эпоху великого оледенения уровень Мирового океана понизился на 100 м (вычислено Дэли, 1934 г.), в связи с чем реки продолжали вырабатывать свои долины. Наблюдается четкое соответствие между максимальным падением уровня океана (по Дэли) и базисом эрозии таких рек, как Хоксбери. В результате интенсивной эрозии огромные количества материала транспортировались в зону шельфа. Период накопления, по-видимому, продолжался в течение 8 млн. лет, охватив плиоцен и плейстоцен. Продукты континентальной эрозии, снесенные прибрежными реками на континентальный шельф, и являются непосредственным источником огромных масс песка на прибрежных равнинах. Благодаря колебаниям уровня моря, связанным с изменением объема полярных шапок льда, дельтовые отложения приобрели форму покрова.

Очевидно, что как характер материнских пород, так и последующая история циклов эрозии, переноса и аккумуляции продуктов эрозии этих пород в различных участках суши были различны. Грубозернистый характер минералов песчаных масс на юге провинции может быть связан с грубозернистыми песчаниками Хоксбери области накопления. Гораздо более тонкие пески севера связаны с осадочными породами Кларенс и Мортон (рис. 1).

Образование системы высоких дюн. Во время максимального понижения уровня моря береговая линия передвинулась на 6—8 км восточнее современной. При этом оказались обнаженными огромные пространства рыхлого кварцевого песка. Предполагают, что именно в этот период образовалась система высоких дюн. В результате экстремальных колебаний климатических условий в эпоху великого оледенения граница распространения неконсолидированных песков сдвинулась в глубь континента; на своем пути пески подвергались разнообразным преобразованиям. Аналогичные дюны очень большой высоты формировались на всех континентах; наиболее хорошо сохранились дюны на восточном побережье Африки, в Гаскони, Марокко, Индии, Шри Ланке и на Канарских и Багамских островах (Daly, 1934).

Остатки системы высоких дюн, из которых главными являются остров Фрейзер, Тиуа, Носа, остров Мортон, остров Норт-Страдброк, Баллина, Джерусалем-Крик, Смоки-Кейп, Хет-Хед, Пойнт-Перпендикуляр, Сил-Рокс, Нельсон-Бей, Редхэд, Манмора и Туггера, достаточно многочисленны и, видимо, формировали более или менее непрерывный прибрежный пояс (рис. 1).

Образование прибрежной равнины. После конечной фазы оледенения произошло сокращение полярных ледовых шапок и уровень моря поднялся, почти достигнув современного. В результате море затопило ряд участков суши; хорошим примером, характерным для всего побережья, может служить гавань Сиднея.

Эвстатический подъем уровня моря, который венчал плейстоценовую эпоху, датируется в Европе отрезком времени между 10 000 и 6000 лет назад. На восточном побережье Австралии в это время сформировалась типичная сильно изрезанная береговая линия затопления. В результате морской эрозии и аккреции начался процесс восстановления равновесия и выпрямления береговой линии. Легко эродируемые высокие дюны поставляли материал, заполняющий прибрежные неровности. Таким образом, дальнейший подъем

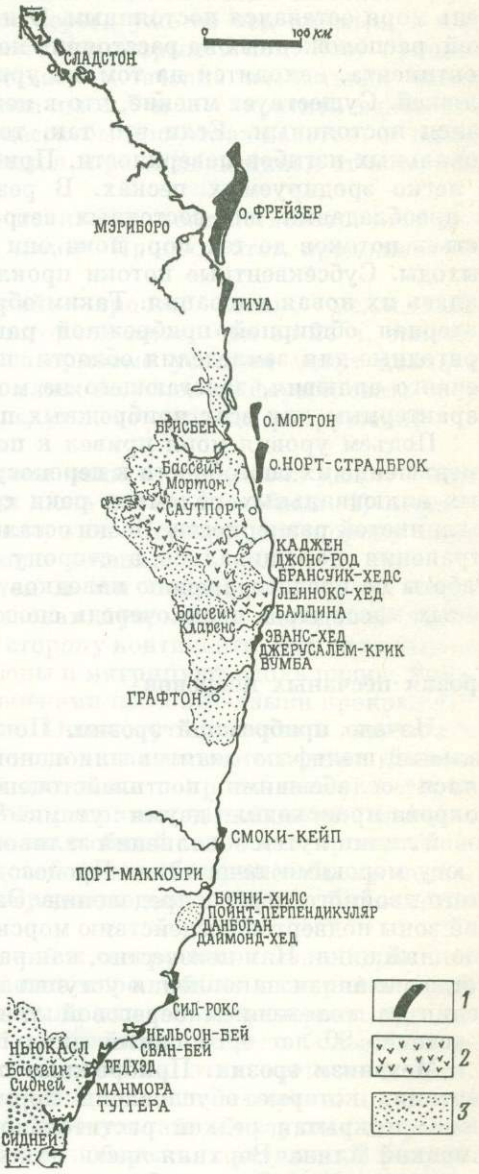


Рис. 1. Карта Восточно-Австралийской рутиловой провинции.

1 — древние высокие дюны; *2* — третичные вулканиты; *3* — мезозойские песчаники.

уровня моря мог привести к разрушению системы высоких дюн. Продолжалось заполнение заливов песчаным материалом; формировалась прибрежная равнина с отступающей в сторону моря береговой линией. Однако данные о подъеме линз тяжелых минералов, накапливавшихся в волноприбойной зоне, свидетельствуют о том, что в течение этого периода максимальный уровень моря оставался постоянным. Эти линзы в отложениях ископаемых пляжей, расположенных на расстоянии нескольких километров от берега в глубь континента, находятся на том же уровне, что и в отложениях современных пляжей. Существует мнение, что в некоторых районах этот уровень не оставался постоянным. Если это так, то можно предположить существование локальных изгибов поверхности. Прибрежные реки прокладывали себе путь в легко эродируемых песках. В результате северного дрифта побережья и преобладания юго-восточных ветров происходило отклонение к северу устьев потоков до тех пор, пока они не встречали на своем пути скальные выходы. Субсеквентные потоки прокладывали новые пути к морю, и начиналась их новая миграция. Таким образом прибрежные потоки переработали материал обширной прибрежной равнины; в результате сформировались пригодные для земледелия области, покрытые тонким поверхностным слоем речного аллювия, залегающего на морских песках. Прекрасным примером, характерным для всех прибрежных потоков, может служить река Ричмонд.

Подъем уровня моря привел к подъему базиса эрозии рек, что вызвало уменьшение их способности к переносу больших объемов песка. Вместо крупных аллювиальных обломков реки стали переносить частицы алевритовой и глинистой размерности. Пески остались в верховьях, и площади их распространения наращивались в сторону моря только при сильных паводках. Работы по предотвращению паводков задерживают процесс приращения песчаных масс, что в свою очередь способствует прибрежной эрозии.

Эрозия песчаных покровов

Начало прибрежной эрозии. Покров песка, вынесенного на континентальный шельф потоками в плиоценовое и плейстоценовое время, не пополнялся ослабевшими постплейстоценовыми потоками. Перераспределение покрова происходило двумя путями. Часть песка шла на выпрямление береговой линии путем заполнения заливов. Другая часть перемещалась к северу и югу морскими течениями. Процесс завершился при полном прекращении этого двойного перераспределения. Затем материал отмелей и волноприбойной зоны подвергся воздействию морских течений. Начался современный эрозионный цикл. Нам неизвестно, как располагалась береговая линия в момент, когда механизм накопления уступил место процессу эрозии. Прямые наблюдения за положением береговой линии указывают, что по крайней мере в течение 80 лет эрозионный цикл протекает со значительной скоростью.

Механизм эрозии. Прибрежные пески характеризуются определенными чертами, которые обусловлены нормальным выветриванием. Фронтальная дюна, покрытая редкой растительностью, и подвижные пески окаймляют широкий пляж. Верхняя часть пляжа(берма) плоская, ширина ее обычно превышает 20 м. От края бермы пляж полого спускается в сторону моря примерно до уровня малой воды. Ниже этого уровня образуются промоины. Обычно они имеют ширину 20—30 м и располагаются параллельно береговой линии на расстоянии примерно 100 м, а затем отклоняются в сторону моря. За промоиной песчаная отмель образует береговой бар, о который разбивается прибой (примерно на расстоянии 100 м от берега). Промоины и бары защищают верхний пляж и дюны; они оказывают двоякое влияние: рассеивают большую часть волновой энергии на некотором расстоянии от берега и обеспечивают нормальное продвижение волн к берегу.

В штормовых условиях имеет место такая последовательность событий:

1. Волны достигают огромных размеров и происходит заполнение промоин песком частично за счет отмелей, расположенных вдали от берега, а частично за счет пляжа.

2. После разрушения системы промоин и отмелей волны начинают разбиваться ближе к берегу. Они достигают берега уже не под прямым, а под острым углом и отражаются от него также под острым углом. Этот процесс оказывает исключительно сильное действие: в течение нескольких часов он может понизить общий уровень пляжа на 1,5 м и сократить вдвое его ширину. Берма в результате этого процесса быстро сглаживается, и пляж превращается в однообразный пологий склон, протягивающийся от подошвы дюн до уровня малой воды.

3. Волны, разбиваясь близ берега, начинают воздействовать на основание неконсолидированной передовой дюны. Процесс этот продолжается до прекращения шторма.

Естественное восстановление пляжей — процесс очень медленный. Обычно разрушения, вызванные одним штормом менее чем за 24 ч, залечиваются в течение месяцев. Временами штормовые условия могут длиться в течение нескольких месяцев. При этом пляж не успевает формировать свои защитные постройки до наступления следующего периода разрушений.

Природное истощение песков в системе пляж — передовая дюна. Песок удаляется из системы пляж — передовая дюна двумя способами: 1) переносится в сторону берега ветром и 2) переносится к северу и в сторону моря северными ответвлениями Австралийского течения.

Перенос песка ветром продолжается почти непрерывно вдоль всего побережья. Преобладающие ветры, образовав прорывы в передовой дюне, формируют языки песка, мигрирующие в сторону континента. Языки питаются за счет пляжа и прорванной передовой дюны и мигрируют вдоль низин, уничтожая на своем пути растительность. Временами песчаные языки прекращают движение и покрываются растительностью. Они могут снова стать активными в результате изменения рельефа, вызванного активностью соседних языков. Повсеместно языки представляют собой активные покровы песка, которые ежегодно перемещаются по прибрежной равнине, занимающей площадь в тысячи акров. Они находятся в равновесии с общей скоростью эрозии береговой линии и удаляют с пляжа и передовой дюны обширные объемы песка, которые, оставаясь в системе пляж — передовая дюна, могли бы заметно снизить скорость волновой эрозии.

Перемещающийся под влиянием течений к северу песок можно сравнить с песчаной рекой, впадающей в Коралловое море. Объем и скорость одной такой реки в пределах Золотого Берега были тщательно измерены организациями, пытающимися разрешить проблему эрозии. Однако более наглядными, чем данные статистики, являются творения этих «рек» — отмели. Скалистые выходы побережья образуют уступы, вдающиеся в «реки» и направляющие часть их песка в сторону берега. В результате образуются широкие пляжи и высокие тыловые дюны на северных побережьях заливов. В результате деятельности песчаных рек образуются также косы, которые в свою очередь вызывают отклонение устьев рек к северу. Примером может служить хорошо задокументированная миграция устья реки Неранг на расстояние 1000 м менее чем за столетие. Большое влияние на вышеописанные процессы может оказывать и деятельность человека. Портовые работы в ряде районов Нового Южного Уэльса включали возведение каменных стен по обеим сторонам устья реки, протягивающихся на несколько сот метров в сторону моря, пересекая линию прибоя. Эти стены обеспечивали безопасность выхода из рек в море небольших пароходов. Эффект от возведения этих стен оказался неожи-

данным. На южной стороне стен образовались огромные насыпи песка, в то время как непосредственно к северу от стен отмечался недостаток песка и началась интенсивная эрозия отмелей. Хорошие примеры этого можно видеть в устьях рек Брансуик и Туид.

Истощение песка на пляжах и передовых дюнах, обусловленное интенсивной эрозией, неизбежно приводит к отступанию береговой линии.

Скорость отступания. В период шторма береговая линия может отступить на значительное расстояние, но затем, как правило, почти полностью восстанавливает свое первоначальное положение. Величина скорости отступания может быть измерена только на протяжении длительного периода, охватывающего многие циклы эрозии и аккреции. Подобные измерения были проведены в заливе, ограниченном выступом Гастингс-Пойнт и мысом Байрон. В 1880 г. прибрежная равнина в этом районе была тщательно исследована. Во многих местах залива береговая линия отступила за 80 лет более чем на 200 м, что соответствует отступанию береговой линии на 2,5 м в год. Измерения продолжались вплоть до шторма 1967 г., когда во многих пунктах залива было зарегистрировано отступание береговой линии на 12 м. Это подтверждается остатками разрушенных измерительных станций на островах Блэк-Рокс и Муболл, теперь уже не связанных с берегом.

Такая же скорость эрозии зарегистрирована в районе Золотого Берега.

Оценка эрозии. Почему так мало внимания уделяется катастрофической эрозии, происходящей такое длительное время? Во-первых, потому, что песчаные прибрежные равнины непригодны для сельского хозяйства и поэтому плохо обеспечены дорогами и другими коммуникациями, необходимыми для работы измерительных служб.

Во-вторых, прибрежные города и поселки возводятся на приподнятых участках или на выходах коренных пород, которые менее подвержены эрозии, а шоссейные и железные дороги между этими поселениями обычно располагаются далеко от побережья.

В-третьих, цикличный характер эрозии и аккреции маскирует общее отступание береговой линии.

В геологическом смысле история прибрежных песков коротка, хотя ее можно считать очень бурной. Это объясняется тем, что легко поддающийся эрозии материал подвергается воздействию огромных сил моря. Массы песка, покрывающие берег, на протяжении всего времени своего существования подвижны. Могучие силы океана, ветра и рек непрерывно перемалывают этот песчаный покров. Таким образом, прибрежные равнины находятся в обстановке постоянных природных изменений.

Рудные тела

В предыдущем разделе была показана связь огромных масс морского песка с различными силами эрозии. Под влиянием этих сил может произойти некоторая сегрегация тяжелых минеральных фракций песка (порядка 0,03 вес.%). Как правило, эти природные концентрации при последующей эрозии вновь рассеиваются по всей массе песка, но в некоторых случаях они захороняются и сохраняются, образуя промышленные рудные тела, например, рутила.

Волновые концентрации. Прибой является наиболее эффективным природным механизмом концентрации тяжелых минералов. В штормовых условиях большие объемы легкой фракции песка удаляются с пляжей, а тяжелая фракция остается в виде «черного пропластка» у верхней границы эродиро-

ванного пляжа. Пропластки могут формироваться вдоль всего пляжа или образовывать серию линз. Как правило, пропластки приурочены к верхним 10 м пляжа и имеют мощность до 30 см. Степень обогащенности пропластков тяжелыми минералами сильно колеблется, однако вполне обычны величины порядка 70%.

Северное отклонение приливных волн, характерное для большинства побережий, совместно с юго-восточным отклонением направления движения волн создают условия, благоприятные для возникновения более высоких концентраций на северном конце пляжей. Сегрегация тяжелых минералов в пропластках пляжа связана с переработкой волнами материала пляжа и передовой дюны. Разработка передовой дюны, располагающейся за продуктивным пляжем, вызывает немедленное падение продуктивности пляжа и заметное увеличение железомагнезиальной фракции, мешающей как разработке, так и обогащению.

Пропластки, в которых концентрируются тяжелые минералы, обычно существуют непродолжительное время. Высокие приливы эродируют их обращенный в сторону моря край; их верхний слой под действием прибрежных ветров выдувается, и материал переносится за тыловую дюну. Только восстановление пляжа, обусловленное хорошими погодными условиями, вызывает быстрое захоронение пропластков и предотвращает их полное уничтожение.

Пропластки, образовавшиеся и захороненные подобным образом, описаны не только на современных, но и на ископаемых пляжах, где они возникли во время цикла аккреции, вызвавшей формирование прибрежной равнины. К месторождениям ископаемых пляжей приурочены основные запасы рутила с высоким содержанием этого минерала.

На рис. 2 показан разрез рудного тела Каджен, расположенного на севере Нового Южного Уэльса. На рисунке хорошо виден ряд параллельных залежей ископаемых пляжей. Вершины соседних дюн были срезаны, однако можно обнаружить пропластки пляжей с высокими концентрациями рутила.

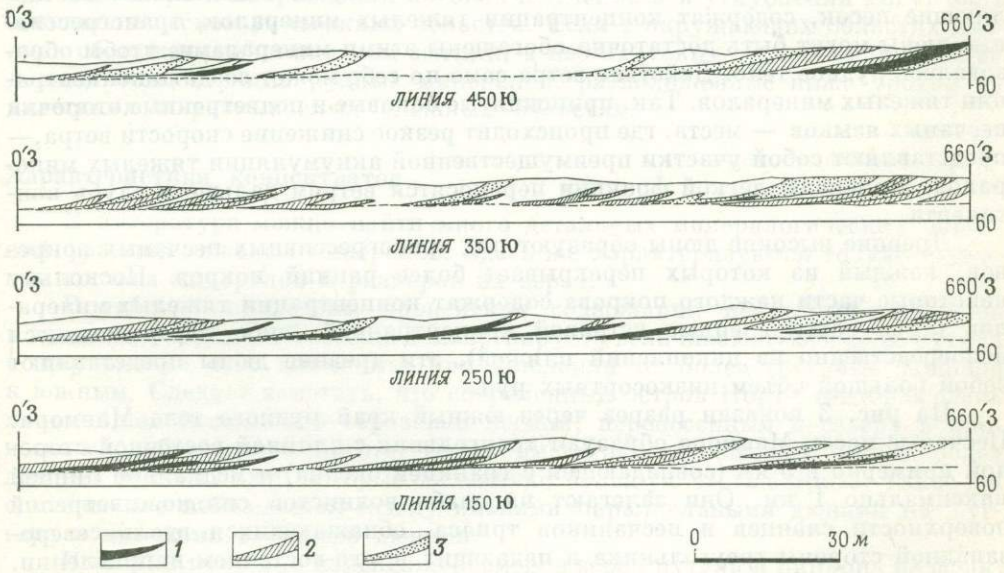


Рис. 2. Разрез рудного тела Каджен.

Базисная линия разреза находится на уровне 60 футов; линия О'(Запад) совпадает с восточной границей арендуемого участка. Содержание тяжелой фракции: *1* — > 10%; *2* —5—10%; *3* — 3—5%. Средний уровень воды (на июнь — июль) равен 70,8 фута. Следует заметить, что основание минеральных залежей близко к уровню воды.

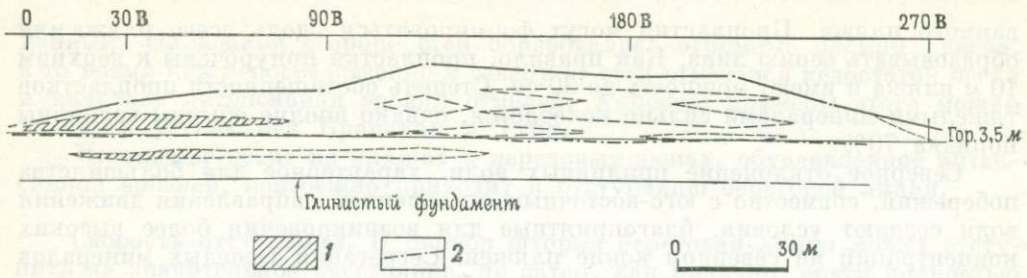


Рис. 3. Разрез рудного тела Манмора.
1 — содержание тяжелой фракции 5—0,5%; *2* — верхняя граница плотных пород.

Очевиден также процесс выдувания минералов из пропластка на поверхность противостоящей передовой дюны. Следует отметить, что серия пляжей формировалась при одном и том же уровне моря, приблизительно соответствующем современному. Пример Каджена типичен для многих прибрежных рудных тел, представляющих собой параллельные залежи пляжей. По-видимому, они отражают определенную фазу в образовании прибрежной равнины, когда эрозия в зоне прибоя, в ходе которой образуются пропластки, чередуется с периодами аккреции (захоронение и сохранение пропластков). На многих прибрежных равнинах могут быть выделены три подобные фазы, разделенные зонами пустого песка.

Ветровые концентрации. В разделе «Природное истощение песков в системе пляж — передовая дюна» упоминалось о переносе песка ветром из системы пляж — передовая дюна и формировании языков песка. Эти языки перемещаются под действием ветра через плоские равнины со скоростью до 100 м в год; остановить их может только изменение направления ветра или истощение источника песка. Совокупность нескольких языков создает песчаные покровы или трансгрессивные системы дюн. В случае если пляжи, поставляющие песок, содержат концентрации тяжелых минералов, трансгрессивные дюны могут быть достаточно обогащены этими минералами, чтобы образовалось рудное тело. Действие ветра само по себе может создать концентрации тяжелых минералов. Так, приподнятые боковые и подветренные оторочки песчаных языков — места, где происходит резкое снижение скорости ветра,— представляют собой участки преимущественной аккумуляции тяжелых минералов. Минералы легкой фракции переносятся ветром дальше в глубь континента.

Древние высокие дюны образуют ряд трансгрессивных песчаных покровов, каждый из которых перекрывает более ранний покров. Поскольку некоторые части каждого покрова содержат концентрации тяжелых минералов (либо обусловленные ветровой концентрацией, либо образовавшиеся непосредственно из накоплений пляжей), эти древние дюны представляют собой большой объем низкосортных руд.

На рис. 3 показан разрез через южный край рудного тела Манмора. Песчаные массы Манмора образуют треугольник с длинной восточной стороной примерно в 5 км (совпадающей с границей океана) и медианной линией максимально 1 км. Они залегают на слабо волнистой сильно выветрелой поверхности сланцев и песчаников триаса, обнажающихся вдоль северо-западной стороны треугольника и падающих в юго-восточном направлении. Западную сторону треугольника образует берег озера Манмора.

Верхнюю поверхность песчаного покрова формирует крайне неправильный комплекс дюн высотой от 3 до 30 м над уровнем океана. Мощность песчаного покрова, максимальная на юге, достигает 30 м.

Триасовое основание перекрыто песчанистыми глинами, на которых в свою очередь залегают переслаивающиеся пески и глины. Этот тип седиментации распространен в погруженной (восточной) части треугольника и, возможно, происходил в прибрежных морских условиях. Концентрация тяжелых минералов в этих отложениях очень низкая.

Песчаные массы, залегающие выше переслаивающихся песков и глин, характеризуются лишь второстепенными текстурными вариациями, однако часто наблюдаемые темно-серые песчаные слои, несомненно, представляют собой древние поверхности, захороненные последующими покровами песка.

Наблюдаются две устойчивые зоны концентрации тяжелых минералов на горизонтах 26 и 30,5 м. Они соответствуют уровням современной поверхности и современного дна озера и рассматриваются как результат волновой концентрации на берегу озера и на его дне. Наступающий песок постепенно заполняет озеро и медленно отодвигает его восточную границу в сторону континента.

В северной части наблюдается достаточно устойчивая зона высоких концентраций на горизонте 33,5 м. Предполагают, что она связана с обширным болотом, расположенным на этом уровне у северо-западной границы песчаного покрова.

Характерной чертой песчаного покрова является распределение в нем отдельных компонентов тяжелых минералов. В направлении движения ветра — от океана к озеру — увеличивается доля рутила и ильменита за счет циркона. Это обусловлено более дальней транспортировкой ветром ильменита и рутила по сравнению с более тяжелым цирконом.

Приведенный на рис. 3 разрез иллюстрирует различные зоны концентрации тяжелых минералов, ассоциирующиеся с озером и болотом, и более высоко расположенные зоны ветровой концентрации.

Залежи, образовавшиеся при размыве. Потоки и прибрежные течения могут промыть глубокие желоба и углубления в массах песка. При изменении характера и направления потоков и течений эти углубления могут быть заполнены песком из смежных областей. Если в окружающих областях имелись обогащенные пляжи или залежи, в местах таких углублений наблюдаются концентрации рудных минералов, расположенные ниже уровня их залегания в размываемых смежных областях.

Характеристики концентратов

В литературе можно найти много детальных минералогических описаний фракций тяжелых минералов. Здесь же характеризуются только вариации состава минералов и размеров их зерен.

В табл. 1 приведены процентные содержания некоторых минералов в тяжелых фракциях. Таблица демонстрирует увеличивающуюся долю рутила и циркона за счет ильменита при движении от более северных районов к южным. Следует заметить, что современный остров Норт-Страдброк очень молодой, он несомненно образован песком, перенесенным к северу в процессе вдольберегового дрифта. Он не имеет ничего общего с песком более древних высоких дюн, которые составляют большую часть острова. Такое же соотношение наблюдается между низкими параллельными дюнами на Туггера и древними высокими дюнами.

В табл. 2 показано изменение размеров зерен рутила и циркона во фракции +100 меш для районов расположенных с севера на юг. Характерно, что в одной и той же местности наблюдаются достаточно большие вариации размера зерен этих минералов в тяжелой фракции, но в общем случае отмечается укрупнение зерен в направлении к более южным районам.

Таблица 1

Вариации состава тяжелой минеральной фракции песков в районах, расположенных с севера на юг

Район (см. рис. 1)	Рутил, %	Циркон, %	Рутил + + циркон, %	Ильменит, %	Рутил + + циркон/ильменит	Cr_2O_3, %	Монацит, %
Йеппун	4,5	9,9	14,4	62,8	0,23	0,35	0,1
Остров Мортон	21,5	15,4	36,9	47,1	0,78	2,11	0,5
Остров Норт-Страдброк							
Высокие дюны	15,8	12,5	28,3	50,1	0,56	1,29	0,2
Ниже уровня моря	18,8	15,6	34,4	39,7	0,87	1,90	0,3
Пляж	31,1	22,9	54,0	27,0	2,00	2,31	0,3
Эванс-Хед	29,0	32,0	61,0	22,9	2,66	4,45	0,6
Джерусалем-Крик	31,3	36,5	67,8	16,6	4,08	5,99	0,8
Бонни-Хилс	38,6	40,3	78,9	15,7	5,03	8,46	0,3
Данбоган	35,2	38,2	73,4	17,5	4,19	5,0	0,3
Даймонд-Хед	38,6	28,4	67,0	13,2	5,08	3,4	0,5
Суан-Бей	29,4	35,3	64,7	12,4	5,22	2,5	0,2
Туггера							
Высокие дюны	46,2	22,7	68,9	14,0	4,92	1,0	0,8
Низкие дюны	50,4	30,0	80,4	10,10	8,04	1,5	0,4

Таблица 2

Вариации размера зерен рутила и циркона в песках из районов, расположенных с севера на юг

Район (см. рис. 1)	Фракция + 100 меш, %	
	Рутил	Циркон
Остров Мортон	16,4	7,8
Остров Норт-Страдброк, высокие дюны	20,4	7,7
Остров Норт-Страдброк, высокие дюны	15,9	5,1
Остров Норт-Страдброк, высокие дюны	18,6	6,8
Остров Норт-Страдброк, пляж	2,4/2,4	2,6/2,3
Джонс-Род	8,4	5,1
Брансуик-Хедс	14,5	9,5
Леннокс-Хед	14,2/12,6	5,6/5,7
Джерусалем-Крик (CL)	20,7	5,9
Джерусалем-Крик (CL)	13,1	3,9
Джерусалем-Крик (CL)	29,7	11,4
Джерусалем-Крик (CL)	31,8	14,5
Уомба	11,7	7,2
Уомба	17,6	9,7
Данбоган	33,9	27,6
Даймонд-Хед (SLA 123)	21,6	39,7
Даймонд-Хед (ML 10)	40,6	39,9
Даймонд-Хед (ML 10)	50,6	45,4
Суан-Бей	40,6	32,4
Суан-Бей	32,7	39,5
Суан-Бей	35,2	38,2
Туггера, низкие дюны	67,1	62,5
Туггера, высокие дюны	92,5	85,6

Рутил-циркон-ильменитовое месторождение Энибба

Дж. Лиссиман, Р. Оксенфорд

Общие сведения

Интерес к возможному обнаружению россыпей, содержащих тяжелые минералы, в районе залива Джюриен впервые появился в конце 1960-х гг., когда здесь в песках был найден целый ряд полезных минералов. Первой компанией, проведшей опробование песков, была Cabbe (1956) Ltd., а в 1970 г. к ней присоединилась Ilmenite Pty. Ltd., которая выявила в 3 км западнее обогащенную зону, известную в настоящее время как месторождение Энибба. Перспективность района Энибба уже раньше была предсказана местным фермером и изыскателем Дж. Р. Адамсоном, обнаружившим присутствие тяжелых минералов в песках района Кроун-Ленд, где теперь и находится большая часть залежей. Вдохновленный деятельностью компании Ilmenite Pty. Ltd., Адамсон зарегистрировал свое открытие и в сентябре 1970 г. пригласил в партнеры других фермеров. Совместно они наметили границы почти всех имеющихся залежей, а затем передали свои заявки компаниям Allied Eneabba Pty. Ltd., Western Titanium N. L. и Jennings Mining Ltd. Самая западная часть месторождения лежит в пределах земель, принадлежащих компании Ilmenite Pty. Ltd. и примыкающих к западной границе участка Адамсона.

Последующая разведка силами нескольких компаний показала, что месторождение Энибба является одним из крупнейших в мире и, по-видимому, содержит от 25 до 30 млн. т извлекаемых тяжелых минералов.

Региональная геология

Пески Энибба, содержащие концентрации тяжелых минералов, отложились в благоприятных условиях в течение ряда периодов высокого уровня стояния моря, вероятно в позднетретичное или раннеплейстоценовое время. Бассейн отложения представлял собой развернутый к северу залив, питаемый потоками, несущими тяжелые минералы; территория залива была открыта для воздействия сильных, преимущественно юго-западных ветров и волн. Этот древний «залив Энибба» напоминает, только в меньшем масштабе, прошлые и настоящие очертания залива Географа, расположенного в 200 км к югу от Перта, где уже с 1956 г. разрабатываются важные месторождения обогащенного ильменитом песка. Сходными чертами, в еще более мелком масштабе, обладает залив Кумбана близ Банбери, находящийся внутри залива Географа. Очевидно, что сочетание данной конфигурации береговой линии с преобладающим юго-западным ветро-волновым воздействием может быть очень эффективным для концентрации тяжелых минералов.

Древняя береговая линия в Энибба проходит на значительно больших высотах, чем разрабатываемые участки залива Географа. Высота залегания прибрежных отложений, содержащих тяжелые минералы в Энибба, составляет от 82 до 128 м над современным уровнем моря, в то время как максимально продуктивные прибрежные отложения в заливе Географа (месторождение компании Westralian Sands Ltd. в Йогенапе) расположены на 43 м

J. C. Lissiman, Mineral Exploration Consultant, Perth; *R. J. Oxenford*, Metallurgist, Allied Eneabba Pty. Ltd., Perth.

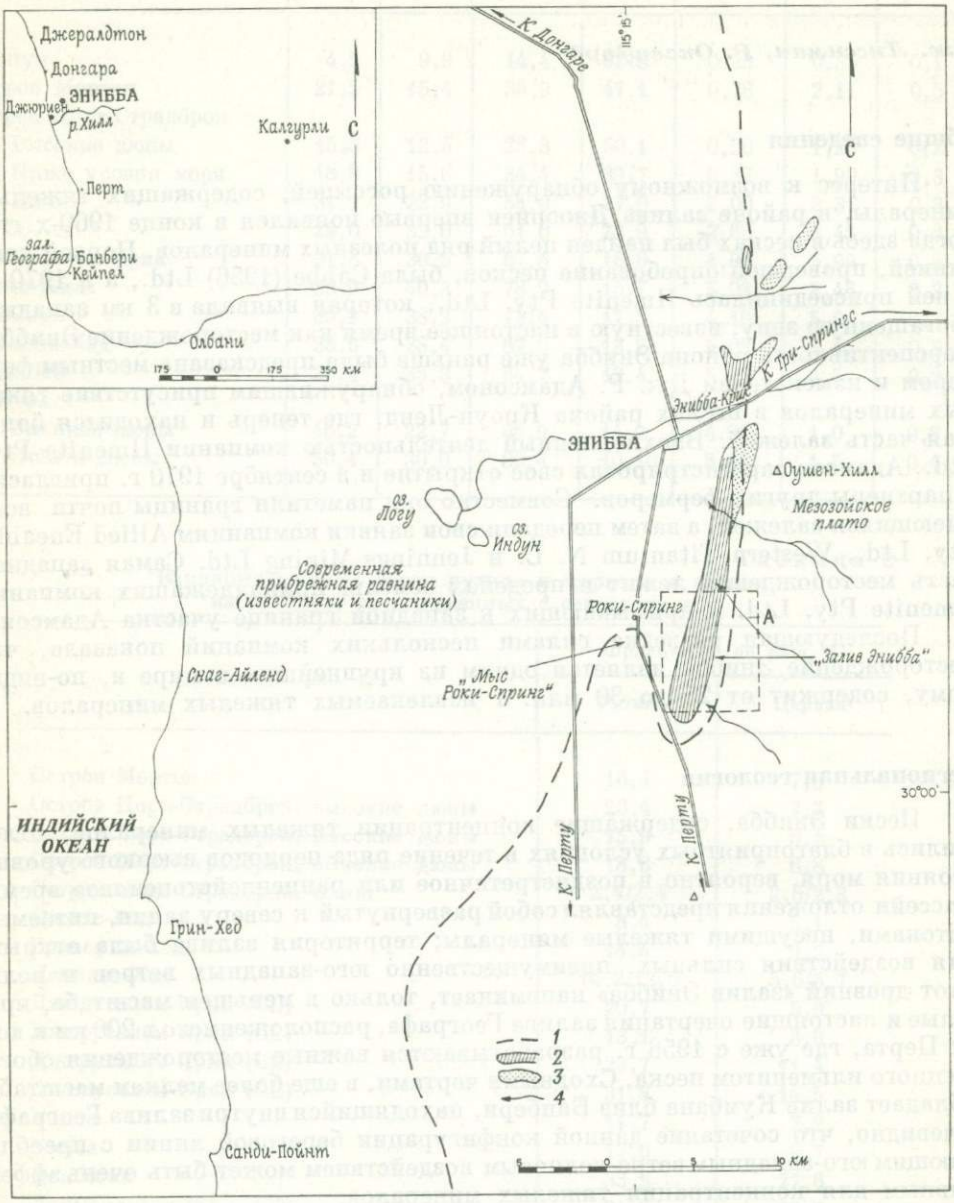


Рис. 1. Физико-географические условия в период формирования залежей Энибба.

— примерная береговая линия; *2* — залежи тяжелых минералов, [отложившихся в водных условиях; — залежи тяжелых минералов, отложившихся в дюнных условиях; *4* — направление дренажа. *А* — участок, показанный на рис. 2.

выше современного уровня моря. Имеются данные о существовании древней береговой линии в заливе Географа на высоте 75 м, но до настоящего времени продуктивность этих прибрежных отложений не выявлена [4].

Физико-географические условия, существовавшие в период формирования залежей Энибба, показаны на рис. 1. Юрские осадки формации Коклешелл-Галли обнажаются примерно в 1 км юго-западнее Роки-Спринг на высоте 95 м над современным уровнем моря. Эта область, таким образом, представляет «мыс» древнего «залива Энибба» и, вероятно, располагалась гораздо выше в момент отложения осадков. Южная и восточная стороны «залива Энибба» были ограничены высокими откосами, которые теперь образуют западный край интенсивно рассеченного мезозойского плато. Самой высокой точкой плато в районе Энибба является Оушен-Хилл (290 м). В период осадконакопления черты рельефа должны были быть проявлены резче, чем в настоящее время, так что откосы представляли собой крутые обрывы, доходящие до уровня моря. Западная часть плато сложена верхнеюрской формацией Яррагади, сменяющейся к востоку нижнемеловой формацией Саут-Перт. Все эти мезозойские осадки обнажены очень плохо и, по-видимому, полого падают на восток. Мезозойские породы, в частности формация Саут-Перт, повсеместно содержат низкие концентрации тяжелых минералов и, очевидно, являются непосредственным источником залежей тяжелых минералов Энибба, хотя первоначальным источником скорее всего были кристаллические породы архейского щита, расположенного далее к востоку. Эрозия 5 км^3 мезозойских осадочных пород, содержащих 0,5% тяжелых минералов, должна была высвободить около 60 млн. т тяжелых минералов, что вдвое больше современных запасов этих минералов в залежах.

Высвобожденные тяжелые минералы привносились в «залив» реками, поступали в него в результате волновой эрозии береговых утесов, а возможно, и при длительном вдольбереговом дрифте из рек, впадающих южнее месторождения. Преобладающее юго-западное движение волн и течений вокруг «мыса Роки-Спринг» создавало завихрения в пределах «залива», при которых селективно удалялись более легкие и мелкие минералы. Аналогичный эффект наблюдается в настоящее время в заливе Кумбана около Банбери. За исключением ручья Энибба-Крик, кратковременно существующего после сильных дождей, другие ручьи в пределах «залива Энибба» пересохли. По-видимому, источники воды этих старых дренажных систем были перехвачены в недавнее геологическое время в 8 км к востоку от месторождения текущим на юг притоком реки Хилл.

Залежи тяжелых минералов

Распределение тяжелых минералов в южной части месторождения показано на рис. 2. Параллельные зоны высоких концентраций фиксируют положение древнего берега, основание которого располагается на более низких уровнях. Поверхность земли здесь слабо наклонена к западу, приблизительно под тем же углом, что и поверхность основания залежей, за исключением некоторых участков на севере месторождения, где позднее песчаные дюны, содержащие низкие концентрации тяжелых минералов, взгромоздились на западные отроги откоса и подняли его поверхность.

Наиболее высокие концентрации тяжелых минералов в залежах приурочены к отложившемуся в водных условиях слоистому и (исключая глинистую фракцию) хорошо отсортированному материалу, в котором основным нерудным компонентом является белый кварцевый песок. Верхняя часть залежей содержит более низкие концентрации тяжелых минералов, ассоциирующихся с желтым кварцевым песком, по-видимому представляющим отложения дюн.

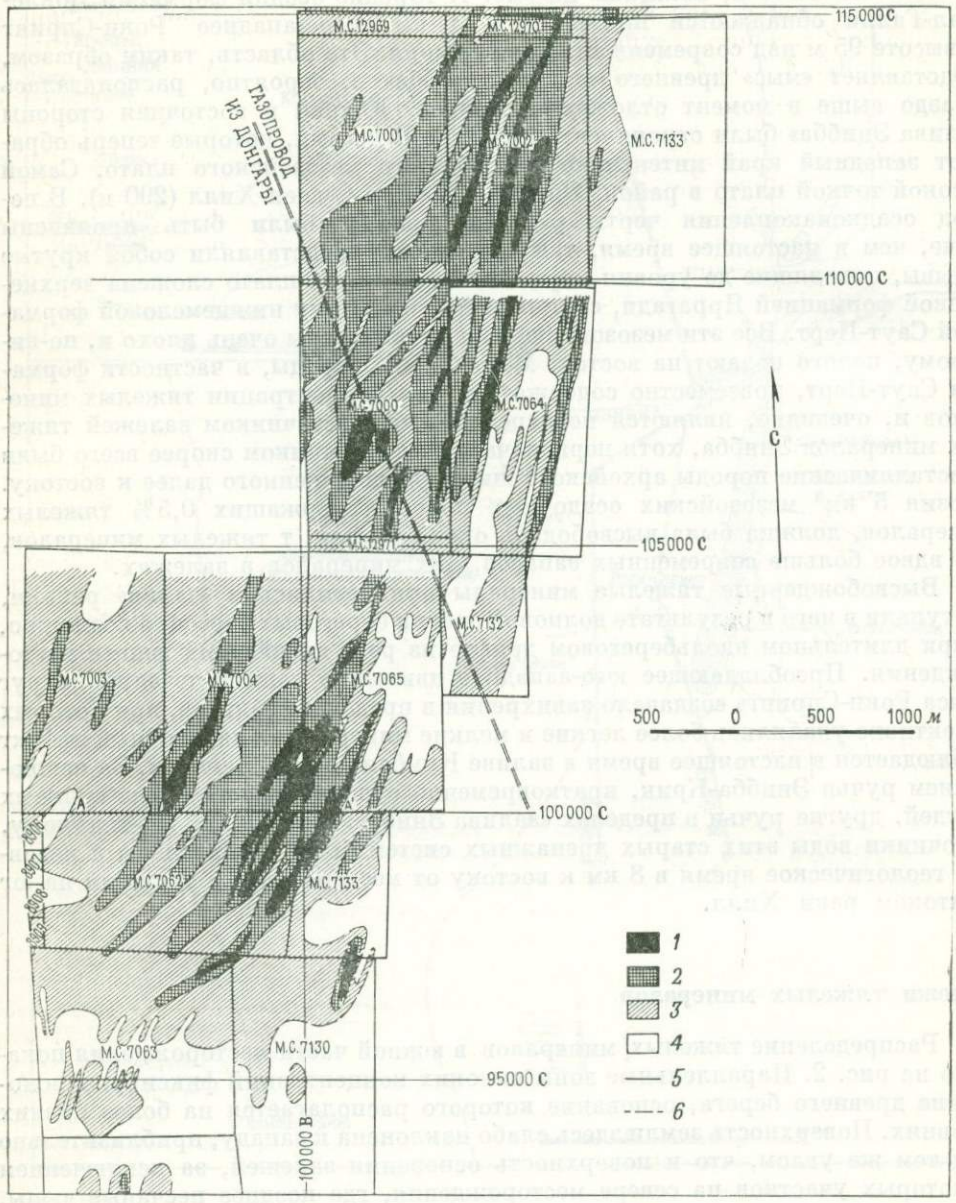


Рис. 2. Общее распределение тяжелых минералов в южной части месторождения.

Содержание тяжелых минералов: *1* — > 20%, *2* — 10—20%, *3* — 2,5—10%, *4* — < 2,5%; *5* — границы рудных тел по результатам разведочного бурения; *6* — границы рудных тел по результатам поискового бурения.

Как водные, так и дюнные отложения содержат глинистую каолинитовую фракцию в количестве от 5 до 50 вес.%. Глины, очевидно, образовались при выветривании зерен полевых шпатов in situ и не являются детритовыми (Дж. Бакстер, личное сообщение).

Характерной чертой месторождения является повсеместное одинаковое положение основания древних берегов приблизительно на уровнях 85,0; 91,0; 97,2; 103, 3 ; 109,4; 115,5 м. В восточной части месторождения на отметке 134 м также имеются остатки сильно эродированного берега. Положение его основания неизвестно, но, по-видимому, оно находится на высоте около 128 м Основания всех берегов несколько наклонены к северу и отражают время спокойного стояния в периоды регрессии моря. Каждый период был достаточно длителен для того, чтобы хорошо сформировавшаяся платформа успела подвергнуться волновой эрозии и чтобы вслед за этим успели сконцентрироваться тяжелые минералы. Берег на уровне 115,5 м ограничен с восточной стороны крутым утесом мезозойских пород. Возможно, что концентрации тяжелых минералов, отмеченные на уровнях 128 и 115 м, образовались главным образом за счет волновой эрозии этих утесов, в то время как тяжелые минералы в отложениях более поздних берегов представляют собой материал, принесенный в «залив» реками и вдольбереговым дрифтом. В южной части «залива», где действие волн было слабее, берега более обширные и содержат более мелкозернистый материал по сравнению с северными участками. Рыхлый прибрежный материал в некоторых местах частично скреплен гётитовым цементом и превращен в тот тип «пляжных пород», текстура которых позволяет предполагать, что цементация произошла вскоре после отложения песков. В других местах, в частности на четырех восточных берегах, цементация достигла более высокой степени и образовался тип «кофейных пород» (см. следующий раздел).

На западной стороне северного участка месторождения дюнные залежи тяжелых минералов расположены на высоте 170 м и больше. В некоторых местах эти продвинутые вверх дюны оказываются отделенными от берега (рис. 1). В то время как древние береговые линии имеют тенденцию к север-северо-восточному простиранию, дюнные залежи, как правило, имеют северо-восточное простирание. Это подтверждает преобладание в момент их образования юго-западных ветров, соответствующее господствующему направлению ветра в настоящее время.

Минеральные ассоциации

В табл. 1 показаны некоторые вариации минеральных ассоциаций на месторождении.

Возможно, что некоторые вариации связаны с различной техникой подсчета размеров зерен, использованной разными лабораториями. Цифры представляют собой либо среднее из нескольких подсчетов в образцах из скважин, либо подсчеты в сборных средних пробах.

Из табл. 1 можно видеть, что берега на уровнях 128 и 115 м характеризуются высоким содержанием циркона. Для всех остальных берегов характерны более низкие содержания циркона и более высокие содержания рутила и ильменита. Минеральные ассоциации в различных точках одного берега могут существенно, но не закономерно меняться, особенно на уровне 115 м.

Вариации минерального состава, возможно, связаны с различием в характере отложения. В берегах на уровнях 128 и 115 м весь комплекс тяжелых минералов образовался в результате прямой эрозии фаса уступа. Берег на уровне 109 м и все берега на последующих уровнях содержат концентрации тяжелых минералов, принесенных в «залив Энибба» различными потоками. Условия пляжа, присущие берегам на уровнях 128 и 115 м, характери-

Таблица 1

Относительные содержания тяжелых минералов в концентрате (в вес.%)

Источник образца	Ильменит	Циркон	Рутил	Лейкоксен	Кианит	Монацит	Прочие [1]
Берег, 128 м	46,0	35,7	7,6	—[2]	3,7	—[2]	7,0
Берег, 115 м	27,9	61,1	4,9	0,5	2,4	1,0	2,2
Берега, 109 + 103 м	53,3	23,3	10,0	1,3	4,9	0,7	6,5
Берег, 97 м	61,9	15,1	10,1	1,8	4,2	0,8	6,0
Берег, 91 м	62,1	18,1	8,0	1,4	4,0	2,4	4,0
Берег, 85 м, север	48,5	6,8	8,8	1,6	—[2]	0,4	34,0
Берег, 85 м, юг	50,9	9,4	8,2	2,9	—[2]	0,6	27,9
Берег, 82 м, север	45,6	17,6	8,4	1,4	—[2]	0,8	26,1
Берег, 82 м, юг	52,3	8,7	10,3	2,7	—[2]	0,4	25,5
Сборная проба R (дюнный песок, южный край)	38,4	29,2	9,5	1,5	11,8	1,8	7,8
Сборная проба L (дюнный песок, южный участок)	45,8	22,2	9,6	3,2	9,7	0,3	9,2
Зона A (дюнный песок, северный край)	62,8	11,8	14,1	0,8	2,8	Следы	7,7
Поверхность (дюнный песок, западный участок)	45,2	18,5	13,7	4,8	—[2]	0,1	17,7

[1] Ставролит, силлиманит, гранат, шпинель, роговая обманка, пироксены, брукит, лимонит, турмалин, галька латерита.
[2] Включены в прочие минералы.

зуются высокой энергией, которая должна была привести к хорошей сортировке как по удельному весу, так и по размеру зерен. Более того, это должно было вызвать уменьшение содержания более легких минералов полевых шпатов и увеличение пористости при удалении более тонкой фракции. Все эти особенности обсуждены более подробно в разделе касающемся кофейных пород.

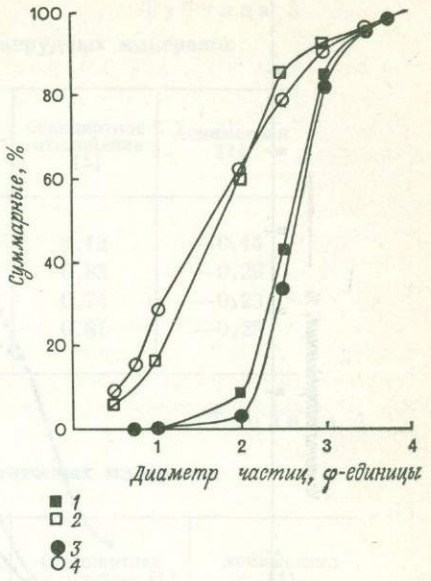
Различные стратиграфические единицы в пределах месторождения показаны на обобщенном разрезе (рис. 3). Одной из характерных черт является наличие перекрывающих дюнных отложений. Источником этих более поздних дюнных отложений были обнаженные берега, и вследствие этого их минеральный состав соответствует составу береговых пород. Так, состав сборной пробы R, характеризующийся относительно высоким содержанием циркона и низким содержанием ильменита, соответствует минеральному составу проб



Рис. 3. Схематический геологический разрез месторождения Энибба (по Дж. Мак-Доналду).
1 – береговая линия; *2* – чистый песок; *3* – глинистый песок.

Рис. 4. Распределение фракции +240 меш.

Сборная проба дюнного песка на уровне 167 м: *1* — тяжелые минералы, *2* — кварц; сборная проба береговых отложений на уровне 97м: *3* —тяжелые минералы, *4* — кварц.



с берега на уровне 115 м. Берега на уровнях 97 и 91 м наиболее хорошо развиты, а перекрывающие их дюнные пески обычно отражают минеральный состав слагающих их материалов (сборная проба L).

В пробах с южных участков месторождения почти не отмечается вариаций между размерами зерен береговых отложений и дюнного материала (рис. 4). Такая близость размеров зерен менее заметна в северной части месторождения. Южная часть «залива Энибба» представляла собой относительно закрытую область, ограниченную с трех сторон возвышенными участками земли. Таким образом, как нерудные, так и тяжелые минералы в дюнных залежах этой части происходят из существовавших ранее береговых пород. Северные участки были более открыты, и часть дюн здесь сложена нерудными минералами, чужеродными для береговых пород «залива Энибба». Это и обусловливает более низкое содержание тяжелых минералов в дюнных отложениях на севере и различие размеров зерен нерудных минералов в отложениях берегов и дюн.

Характерным для всего дюнного материала является высокое содержание «самых тяжелых среди легких» минералов, например кианита и ставролита.

Породы третьей стратиграфической единицы, образовавшиеся, возможно, в результате плоскостного смыва, рассматриваются в разделе о «кофейных породах». Для этих образований изучение размера частиц нерудных и тяжелых минералов проведено не было.

Вариации размеров зерен отдельных минералов пробы приведены на рис. 5. Проба взята из дюнного материала, ассоциирующегося с отложениями берега на уровне 91 м в южной части месторождения. В табл. 2 сведены значения пятидесятой персентили. Они неточно соответствуют гидравлическим эквивалентам Петтиджона [3], но этого можно было ожидать для подобных незрелых осадков.

Для ильменита месторождения Энибба характерно высокое содержание TiO_2. Типичный анализ следующий (в %): TiO_2 — 63,3; FeO — 2,6; Fe_2O_3 — 31,2; Cr_2O_3 — 0,14; SiO_2 — 0,68; MnO — 1,34; P_2O_5 — 0,08; сумма — 99,34.

При изучении данного материала в сканирующем микроскопе выявлена гематит и рутил с второстепенными количествами псевдоброкита, ильменита

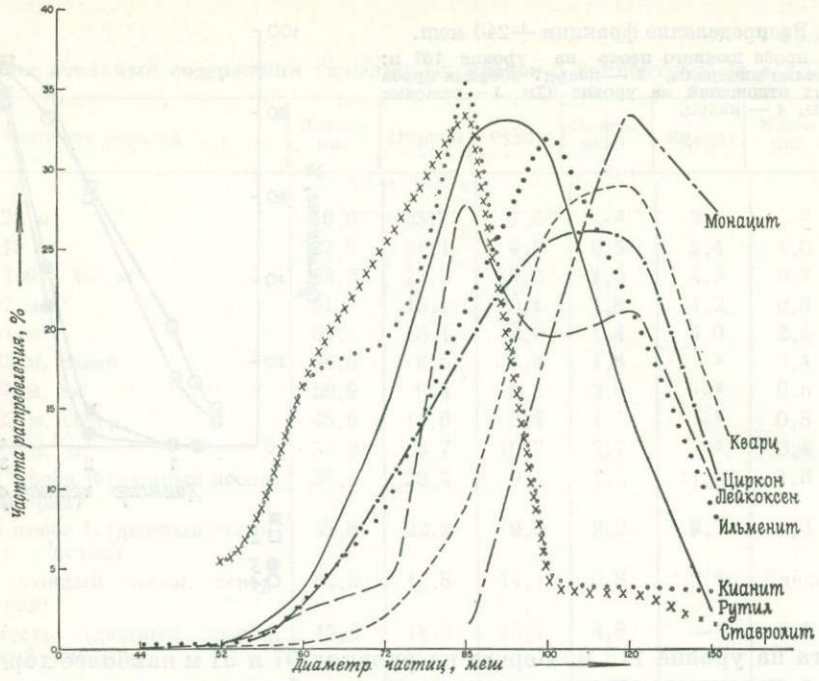


Рис. 5. Распределение размеров зерен концентрата тяжелых минералов из месторождения Энибба.

и псевдорутила. Это соответствует определению аризонита [2], который может быть самостоятельной минеральной фазой, но скорее всего представляет собой срастание разных фаз и имеет общую формулу $Fe_2O_3 \cdot TiO_2$.

Таблица 2

Размеры зерен отдельных минералов

	50-я персентиль		Удельный вес
	мм	ф-единицы	
Ставролит	0,218	2,22	3,7
Кианит	0,214	2,25	3,6
Рутил	0,178	2,50	4,3
Ильменит	0,165	2,60	4,2
Лейкоксен	0,165	2,60	4,0
Циркон	0,154	2,71	4,7
Монацит	0,125	3,0	5,2

Текстурные особенности

Мезозойские породы, окружающие месторождение Энибба, слагают серии незрелых осадочных пород, варьирующих по составу от алевролитов до грубозернистых песчаников и конгломератов. За исключением береговых отложений на уровнях 115 и 128 м, они были быстро эродированы и переотложены в среде с низкой гидравлической энергией. Эта незрелость хорошо отражена в современных осадочных породах Энибба, как показано в табл. 3 и 4.

Таблица 3

Распределение размеров зерен нерудных минералов

Уровень берега, м	Средний диаметр		Стандартное отклонение [1]	Асимметрия [1]
	мм	φ-единицы		
115	0,290	1,80	1,12	—0,14
103	0,235	2,10	0,83	—0,29
97	0,220	2,20	0,74	—0,23
91	0,205	2,30	0,81	—0,29

Таблица 4

Распределение размеров зерен тяжелых минералов

Уровень берега, м	Средний диаметр		Стандартное отклонение [1]	Асимметрия [1]
	мм	φ-единицы		
115	0,172	2,55	0,40	+0,07
103	0,156	2,70	0,33	+0,15
97	0,173	2,53	0,47	+0,12
91	0,148	2,77	0,39	+0,01

Табл. 3 демонстрирует прогрессивное уменьшение размеров зерен нерудных минералов в породах месторождения в направлении с востока на запад. Эти изменения не характерны для тяжелых минералов из тех же отложений. Для нерудных минералов отмечается значительное содержание тонкой фракции, даже если не учитывать глинистую фракцию —240 меш, а для тяжелых минералов — небольшой избыток крупного материала.

Уже упоминалось о преобладании вдольберегового дрифта в направлении с юга на север и его отклонении у выступа коренных пород в «заливе Энибба», что придает кажущееся направление течению в «заливе» с севера на юг. Уменьшение размеров зерен осадков по направлению к югу показано в табл. 5.

Таблица 5

Размер зерен осадков

Район	Диаметр	
	мм	φ-единицы
Северные районы	0,207	2,29
МС 7060 (рис. 2)	0,179	2,49
МС 7065 (рис. 2)	0,176	2,51
МС 7062 (рис. 2)	0,156	2,70

Кофейные породы

Термин «кофейные породы» используется здесь для обозначения характерных твердых песчаников с железистым цементом. Термин «латерит» применяется для характеристики более мягкого пизолитового материала, образовавшегося in situ.

Обнаружение кофейных пород в пределах месторождения Энибба вызвало дискуссию. Масштаб распространения этих пород до сих пор неизвестен, поскольку предстоит еще детальное разбуривание некоторых участков месторождения. В пределах участка Элайд распространение кофейных пород in situ ограничено главным образом берегами на уровнях 128, 115, 109 и 103 м. Отдельные фрагменты кофейных пород детритового происхождения присутствуют на западных берегах и колеблются по размеру от валунов, иногда значительной величины, в отложениях берега на уровне 97 м до гальки в береговых отложениях на уровне 91 м.

Отчетливо выделяются три типа кофейных пород. Первый, именуемый «массивным», распространен в виде базального пласта мощностью до 1 м. Промежуточный тип называется «сотовым» и состоит из кофейных пород с ячеистой структурой и неконсолидированным песчаным заполнителем пустот. Этот заполняющий пустоты песок отличается исключительно высоким содержанием тяжелых минералов. «Сотовые» кофейные породы могут встречаться отдельно от других, имея мощность до 6 м. Третий тип, называемый «столбчатым», перекрывает в некоторых местах «сотовый». Он характеризуется вертикальными цилиндрическими структурами кофейных пород с пустотами, заполненными неконсолидированным песком с высоким содержанием тяжелых минералов.

Кофейные породы состоят из кварцевого песка с железистым цементом; содержание тяжелых минералов в них часто достигает 80%. Железо связано в виде скрытокристаллического гётитового цемента, обволакивающего большую часть кластических зерен и частично заполняющего свободные пространства между хорошо отсортированными зернами. В более мелких поровых пространствах гётит представлен субрадиальными призматическими кристаллитами. Встречается также незначительное количество кремнистого цемента. Иногда кварц замещен гётитовым цементом. В кофейных породах ильменит, как правило, относительно неизмененный, поскольку содержащееся в нем закисное железо не успело еще полностью перейти в окисную форму. В результате этого содержание TiO_2 часто несколько понижено.

Отложение цемента, по-видимому, контролировалось первичной пористостью. Уже отмечалась высокая степень сортировки материала и низкое содержание полевых шпатов в береговых отложениях на уровнях 115 и 128 м. В других участках полевые шпаты переходят в каолин и тем самым уменьшают проницаемость осадков. Этого не наблюдается в тех районах, где кофейные породы обнаруживаются в настоящее время. Здесь были лучшие условия для осаждения железа, цементирующего осадки из циркулирующих грунтовых вод. Небольшие участки образовавшихся *in situ* кофейных пород известны и за пределами берегов на уровнях 115 и 128 м. Это соответствует условиям осаждения в небольших участках высоких энергий прибойных процессов. Здесь также возникала высокая пористость, способствующая осаждению железа. Источником железа были циркулирующие грунтовые воды, которые и теперь в районе Энибба могут содержать до 8 млн$^{-1}$ Fe.

Образование кофейных пород произошло вскоре после формирования восточных берегов, за которым последовал период континентальной эрозии. В это время должно было иметь место кратковременное наступление моря, чтобы переместить крупные валуны кофейных пород по всей площади месторождения. Эти валунно-галечные слои содержат очень большое количество

глинистых минералов, возможно детритового происхождения. Наиболее мощный слой расположен на востоке; в западном направлении он выклинивается.

Существуют разные мнения о происхождении кофейных пород Энибба и их структуры. Аналогичные породы можно наблюдать в более молодых берегах Йогенап и Бассендиан в районе Кейпел, а также в месторождениях предполагаемого йогенапского возраста в районе залив Джюриен — река Хилл. Несомненно, что условия, приводившие к образованию кофейных пород и их структур, существовали на обширной территории по крайней мере дважды. Пятна окислов железа, соответствующие зачаточным структурам кофейных пород, можно наблюдать в верхних дюнных частях берега на уровне 91 м в Энибба и в залежах Йогенап близ Кейпела. В Энибба эти пятна сложены небольшими рыхлыми пизолитами концентрического строения. С глубиной они увеличиваются в размере, пока не сливаются. Возможно, что процесс, приводящий к образованию кофейных пород, продолжается и в настоящее время. Наличие кофейных пород (или их отсутствие) отражает геологические условия и время, в течение которого эти процессы могли продолжаться.

Породы, аналогичные наблюдаемым в Энибба, можно встретить и теперь в формации прибрежных известняков. Согласно одной из теорий, кофейные породы образовались при замещении кальция известняков железом. Предполагают, что известковый материал был в избытке при образовании отложений берегов на уровнях 115 и 128 м, хотя содержания извести в берегах в настоящее время низки. Согласно другой теории, структура кофейных пород возникла под влиянием корневой системы ранее существовавших растений.

Благодарности

Авторы благодарят компанию Allied Eneabba Pty. Ltd. за согласие на публикацию этой статьи. Они также благодарят компании Allied Eneabba Pty. Ltd., Jennings Mining Ltd. и Ilmenite Pty. Ltd. за разрешение использовать данные из своих отчетов. Мы признательны за большую помощь Дж. Мак-Доналду (J.M.L.), К. Льюису (I.P.L.) и Дж. Бакстеру (Geological Survey of W.A.), а также И. Мередиту за подготовку иллюстраций.

Список литературы

1. *Folk R. L.*, Petrology of Sedimentary Rocks, University of Texas, Austin, 1965.
2. *Mackey T. S.*, Alteration and recovery of ilmenite and rutile, Aust. Min., Nov. 1972, 18-38, 1972.
3. *Pettijohn F. J.*, Sedimentary Rocks, Harper and Brothers N. Y., 2nd Ed., 563-564, 1957.
4. *Welch B. K.*, The ilmenite deposits of Geographe Bay, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 211, 25-48, 1964.

Кейпел, Западная Австралия

Б. Уэлч, Дж. Софулис, А. Фитцжеральд

Введение

В данной статье пересмотрено раннее описание геологии месторождений минеральных песков в районе Кейпел [3, 11]. Она характеризует представления авторов об образовании и перераспределении минеральных концентра-

B. K. Welch, J. Sofoulis, A. C. F. Fitzgerald.

ций в пределах главных месторождений этого района. Чтобы избежать повторения, многие данные, содержащиеся в прежних публикациях, опущены и в статье приводятся преимущественно новые информация и концепции.

Раздел, описывающий месторождение, принадлежащее компании Westralian Sands Ltd., подготовлен Дж. Софулисом, месторождения компании Western Titanium Ltd.— А. П. Фитцжеральдом, а описание месторождения компании Western Mineral Sands Pty. Ltd.— Б. К. Уэлчем, который ответствен также за региональные описания, составленные с использованием данных, представленных всеми авторами.

Общая характеристика

Региональная геология. Месторождения минеральных песков рассматриваемой территории располагаются на плейстоценовой или современной береговой линии или близко к ней на различных высотах до отметки 76 м над уровнем моря (рис. 1). Они образуют часть разреза плейстоценовых и современных морских, прибрежных и материковых песков, глин, алевритов и известняков, слагающих прибрежную равнину Суан. Осадочные породы представляют собой наиболее молодую часть прерывистой осадочной толщи, формирование которой началось еще в допермское время и которая заполняет южную часть бассейна Перт [5, 1]. Плейстоценовые и современные осадочные породы образовали серию субпараллельных поясов, отражающих морфологию уступов Дарлинг и Уичер, которые в свою очередь являлись главным контролирующим фактором осадкоотложения в течение и после плейстоцена. Часть разреза формируют ориентированные вдоль берега пояса песчаных дюн, расположенные на приподнятой береговой линии. Геологическая и геоморфологическая история прибрежной равнины Суан была описана многими авторами [5, 6, 8].

В течение плейстоцена, по-видимому, наблюдались колебания уровня моря в пределах ± 100 м от современного. Несколько раз отмечалась стабилизация береговой линии, и именно в эти периоды на различных уровнях вдоль береговой линии формировались залежи тяжелых минералов. Данные

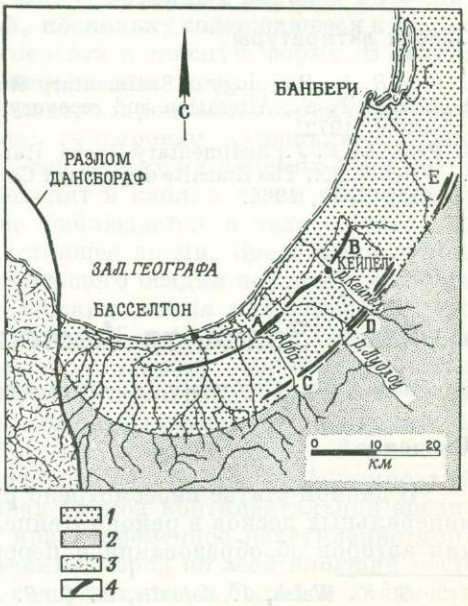


Рис. 1. Размещение месторождений минеральных песков.

1 — позднеплейстоценовые и современные осадочные породы; *2* — мезозойские отложения; *3* — докембрийский метаморфический комплекс; *4* — месторождения минеральных песков; *A* — Саут-Кейпел; *B* — Норт-Кейпел; *C* — Тутунап; *D* — Йогенап; *E* — Бойянап.

табл. 1 характеризуют такие уровни, установленные в районе Кейпел по линии разреза, приблизительно параллельного реке Кейпел.

Таблица 1

Уровни береговых линий и предложенные для них названия

Метры	Названия береговых линий
76	Ридж-Хилл
67	
40	
35	Йогенап
27	
4,8—6	Бассендиан
3—6 (?)	Спирвуд
1—3	Куиндалуп

Возраст залежей. Поскольку не было найдено материала, пригодного для определения абсолютного возраста, время образования залежей точно не установлено. Однако ископаемый пляж Бассендиан коррелируется с отложениями межледникового периода рисс — вюрм Европы, датированного от 70 до 1000 тыс. лет назад [8]. В течение этого периода было несколько колебаний уровня моря и кажется вероятным, что верхняя часть залежей Норт-Кейпел образовалась во время последнего стояния моря на уровне 6 м, в то время как нижняя часть разреза Бассендиан отложилась в аналогичный момент, но на 20—30 тыс. лет раньше. Согласно этой интерпретации, системы дюн Бассендиан и Спирвуд образовались в межледниковый период рисс — вюрм.

Береговые линии. В табл. 1 сгруппированы данные о положении береговых линий, которым присвоены местные названия, связывающие их с перекрывающими дюнными накоплениями песка. Пески Бассендиан [7] и отложения Йогенап [4] в настоящее время утверждены в качестве формаций, причем формация Йогенап заменяет прежнее название «Нижняя куэстовая береговая линия» [11]. Наличие истинных пляжных отложений на уровне Ридж-Хилл для района Кейпел окончательно не подтверждено, и по крайней мере один из участков мог образоваться в результате ветровой аккумуляции, за счет отложений более низких уровней. Однако имеются четкие топографические данные о существовании около этого уровня волноприбойной платформы и морского утеса.

Каждая из береговых линий располагается в «нише», вырезанной в волноприбойной платформе, сложенной мезозойскими осадками. Размеры утеса, образовавшегося при формировании ниши, колеблются от долей метра до 6,1 м в Саут-Кейпеле (Western Titanium Ltd.) и до 15 м в Йогенапе (Westralian Sands Ltd.).

Существенные изменения береговой линии произошли в период, следующий за отступанием моря с уровня 27 м. Вероятно, в бассендианское время река Кейпел образовала обширный эстуарий за береговым валом или большим островом в районе Кейпел — Лудлоу. Этот эстуарий имеет вершину в том месте, где река Кейпел выходит из куэсты, и простирался в юго-западном направлении к современному положению эстуария Вассе. Аналогичный, но значительно меньший по размеру эстуарий возник в то же время или несколько позднее, в спирвудское время, вдоль линии Джинадап-Брук между

Стратхэмом и Кейпелом. Формирование этих эстуариев привело к образованию залежей минеральных песков на их восточных берегах в отличие от главных залежей района, находящихся на прибрежных западных склонах.

Мезозойские отложения представлены формацией Яррагади (юра) и формацией Лидервиль (мел), которые широко развиты в пределах бассейна Перт. Базальты Банбери (толеитовые) переслаиваются с осадками формаций Яррагади и Лидервиль у Йогенапа и обнажаются в целом ряде участков вокруг порта Банбери и Джилоруп. В течение плейстоцена базальты формировали острова в целом ряде мест и на различных уровнях. Это играло очень важную роль в размещении и конфигурации минеральных залежей в районе залива Кумбана [11] и Йогенап-Экстендид (рис. 4).

Происхождение и источник залежей минеральных песков. В качестве основного источника тяжелых минералов рассматриваются гранулиты и гранитогнейсы, формирующие хорошо обнаженную часть метаморфического и магматического комплекса докембрия в хребте Луин-Натуралиста, а также подобные породы, обнажающиеся к востоку от разлома Дарлинг; более близким источником являются мезозойские осадочные породы, лежащие к западу от разлома Дарлинг.

Расположение берегов различных уровней показывает, что отделение и концентрация тяжелых минералов и формирование промышленных рудных тел происходили в различные периоды «спокойного стояния» моря и связаны с эвстатическими вариациями его уровня в плейстоценовое время, с конфигурацией береговой линии, градиентом морского дна, а также с влиянием ветра, волн, течений, дрифта, приливов и т. д., преобладающих в момент формирования берега.

Хотя более протяженный берег, по-видимому, связан с последним периодом «спокойного стояния» моря на данном уровне, прерывистые берега и спорадические высокие концентрации тяжелых минералов, иногда встречаемые при бурении в других местах, а также изменчивые минеральные ассоциации и колебание содержания TiO_2 в ильмените позволяют предполагать, что в существовавшие периоды эвстатических подъемов и падений уровня моря мог происходить перенос материала в более древние берега или же их размыв, если эти берега не были захоронены и защищены перекрывающими осадками. Следовательно, часть ранних минеральных скоплений могла мигрировать в другие участки, переместиться в отложения берегов более высоких или более низких уровней или могла рассеяться до такой степени, чтобы сформировались залежи непромышленных кондиций. Вполне вероятно также, что вслед за аккумуляцией материал некоторых залежей мог позднее переместиться с более высоких на более низкие уровни морского дна.

По предположению Уэлча [11], очень важным, а возможно, и необходимым условием образования крупных залежей минеральных песков являлось быстрое поднятие латеритизированных пород в условиях влажного климата. Действительно, эрозия архейских и мезозойских пород и перенос материала реками в условиях современного климата не приводят к возникновению крупных минеральных залежей вдоль современного берега, хотя небольшие промышленные концентрации могут встречаться, как, например, в заливе Кумбана и в Уоннерапе.

Анализируя материал Копа [1], Фитцжеральд предположил ряд условий, важных для формирования залежей. Коп использовал данные по оконтуриванию рудных тел, чтобы выделить обобщенную поверхность земли постнижнемелового времени для района между блоком Луин-Натуралиста и разломом Дарлинг, который он назвал плато Блэквуд. Выпуклую форму поверхности он приписал поднятию, ось которого, слабо погружающуюся на запад, назвал осью Ярравуд. Иллюстрация Копа воспроизведена на рис. 2.

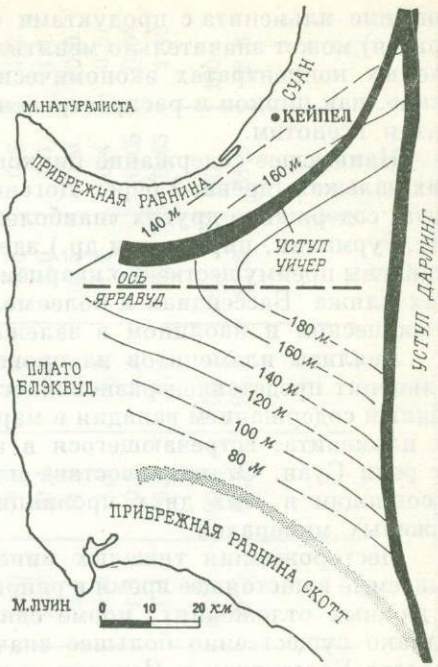


Рис. 2. Общий контурный план поверхности плато Блэквуд относительно главного уступа (по Копу).

Возможна и иная интерпретация постнижнемеловой поверхности плато Блэквуд. Ее форма наводит на мысль об аллювиально-коллювиальном конусе выноса, развитие которого в направлении моря блокировалось хребтом Луин-Натуралиста, что привело к накоплению в этом районе мезозойских осадков значительно большей мощности, чем где-либо еще на прибрежной равнине Суан к югу от Джинджина.

Независимо от того, какое из предположений правильно, конфигурация постнижнемеловой поверхности, оконтуренной Копом, четко показывает, что плейстоценовое море эродировало значительно больше мезозойских осадков близ уступа Уичер, чем у соответствующего уступа на южном побережье Западной Австралии между плато Блэквуд и прибрежной равниной Скотт. Характерно, что все месторождения, разрабатываемые в настоящее время, находятся в районе, ограниченном максимальными значениями высоты морского утеса.

В отложения берега Бассендиан тяжелые минералы были привнесены частично при эрозии нижележащей платформы из мезозойских или плейстоценовых осадочных пород и частично при эрозии хребта Хилл и береговой линии Йогенап.

Большую роль мезозойские отложения сыграли в накоплении (но не обязательно в концентрации) тяжелых минералов, освобожденных за миллионы лет эрозии архейских образований. Эрозия и перемыв огромного количества мезозойских пород плейстоценовым морем и привели к образованию главных промышленных месторождений этого района.

Как отмечает Софулис в этой статье, прогрессивное уменьшение приподнятости береговой линии Йогенап в северном направлении, возможно, говорит о том, что ось Ярравуд была активна в плейстоцене и что современная конфигурация района может быть обусловлена как наличием аллювиального конуса выноса, так и поднятием.

Месторождения района. Во всех промышленных месторождениях района Кейпел преобладающим рудным минералом является ильменит, хотя соот-

ношение ильменита с продуктами его изменения (ильмено-лейкоксен и лейкоксен) может значительно меняться даже в пределах одной залежи. В добываемых концентратах экономическое значение имеют и другие минералы, такие, как циркон и распространенные в меньших количествах рутил, монацит и ксенотим.

Наивысшее содержание циркона и монацита установлено в самых древних залежах (древний берег Йогенап), в то время как, за исключением кианита, содержание других «наиболее легких среди тяжелых» минералов (гранат, турмалин, пироксен и др.) здесь наименьшее. Нерудные минералы представлены преимущественно кварцем и частицами известковых раковин в залежах пляжа Бассендиан и более молодых залежах отмелей и дюн и кремнистым песком и каолином в залежах более древнего берега Йогенап.

Анализы ильменитов из провинции Кейпел приводились раньше [11]. Ильменит представлен разновидностью с низким содержанием хрома (с умеренным содержанием ванадия и марганца), заметно отличающейся по составу от ильменита, встречающегося в ильменито-рутиловой провинции к северу от реки Суан. Отличия состава ильменитов, а также разные минеральные ассоциации в этих двух провинциях связаны с различными источниками тяжелых минералов.

Месторождения тяжелых минералов, уже выработанные или разрабатываемые в настоящее время в районе Кейпел, обнаружены во всех пляжевых и дюнных отложениях, кроме связанных с наивысшей береговой линией. Однако существенно большее значение, чем остальные, имеют отложения берегов Бассендиан и Йогенап, в которых в настоящее время ведут добычу компании Cable (1956) Ltd., Western Titanium Ltd., Western Mineral Sands Pty. Ltd. и Westralien Sands Ltd.

Береговая линия Йогенап сформирована в мезозойских осадочных породах; она образует уступ и развита только на протяжении 1,5 км. Отложения более молодых берегов распространены шире, поскольку они лежат на полого наклоненной прибрежной равнине, и небольшие различия в уровне основания вызывают пропорционально большее латеральное смещение.

Ниже приводится описание отдельных минеральных месторождений провинции Кейпел, из которого очевидно, что по форме и содержанию полезных минералов все месторождения этого района имеют много общего. В то же время огромное промышленное значение имеют различия в соотношении тяжелых минералов, в количестве и степени изменения ильменита, сортности руд, содержании шлама, глубине залегания руд и размерах рудных тел.

Месторождения Тутунап, Йогенап, Йогенап-Экстендид и Бойянап (Westralian Sands Pty.Ltd.)

Общие сведения. Месторождения находятся на расстоянии от 18 до 50 км к юго-востоку от Банбери на береговой линии Йогенап в районах Бойянап, Йогенап и Тутунап. Они распространены на расстоянии более 30 км вдоль уступа Уичер — многоступенчатого берегового уступа, образованного в мезозойских осадочных породах.

Уступ Уичер ответвляется от главного уступа Дарлинг близ Бурекапа, дугообразно изгибается в юго-западном направлении, проходя через Бойянап Йогенап и Тутунап и протягивается до восточных склонов хребта Луин-Натуралиста.

С начала горных работ в 1958 г. из этих месторождений добыто приблизительно 1,54 млн. т тяжелых минералов. Годовая добыча в настоящее время превышает 200 тыс. т концентрата тяжелых минералов.

Таблица 2

Характеристики залежей, разрабатываемых компанией Westralian Sand Ltd.

Район	Тутунап	Йогенап			Йогенап-Экстендид					Бойянап		
Берег и его высота над уровнем моря, м	Главный, 46—49	Восточный, 66	Главный, 43—46	Нижний, 37	Восточный, 66	Главный, 43—46	Средний, 36	Нижний, 28	Западный, 26—28	Восточный, 77	Главный, 40	Нижний, 22—28
Среднее содержание тяжелых минералов, %	14,57	12,27	25,0	15,0	17,68	12,17	13,15	13,39	26,12	11,98	24,49	14,52
Среднее содержание шлама, %	25,00	21,03	25,0	31,0	18,19	21,18	23,06	18,11	20,9	16,62	32,15	25,89
Средний объем вскрыши (в куб. ярдах) [1] на 1 т тяжелых минералов	0,61	0	0	3,35	0	0	0,46	2,45	2,41	0	1,9	4,6
Среднее содержание TiO_2 в ильмените, %	57,5	59,0	57,0	60,0	58,0	55,0	59,0	59,0	60,0	57,0	55,0	55,0
Ассоциации тяжелых минералов в концентратах (%)												
Ильменит	68,0	56,0	75,0	Нет данных	76,0	75,0	65,5	73,5	82,0	80,0	83,0	86,0
Магнитный лейкоксен	8,0	5,0	4,5		9,0	4,5	10,0	2,6	2,6	4,6	0,8	1,2
Немагнитный лейкоксен	11,0	18,0	6,0		7,6	7,0	14,0	10,4	3,5	3,0	1,1	1,1
Циркон	10,5	18,0	12,0		5,3	12,0	8,7	11,0	9,5	10,5	14,0	10,0
Рутил	0,5	1,5	1,0		0,7	0,7	0,6	1,2	1,3	1,1	0,4	0,5
Монацит	1,0	0,5	0,3		0,2	0,2	1,1	0,5	0,2	0,1	0,05	0,04
Прочие (главным образом алюмосиликаты)	1,0	1,0	1,2		0,6	0,6	1,1	0,8	0,9	0,7	0,65	1,16
Сумма	100	100	100		100	100	100	100	100	100	100	100
Сумма ильменит + магнитный лейкоксен + немагнитный лейкоксен	87,0	79,0	85,5		92,6	87,0	89,5	86,5	88,1	87,6	84,9	88,3

[1] 1 куб. ярд = 0,7646 м³.

Примечание: данные приблизительные, основанные на имеющейся информации.

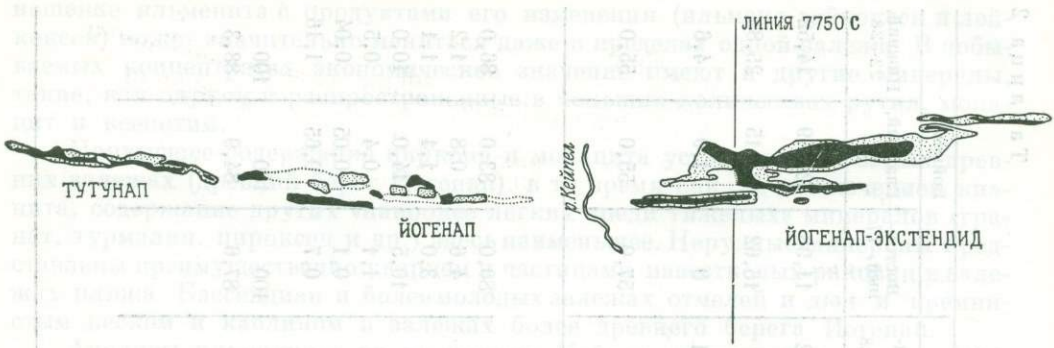


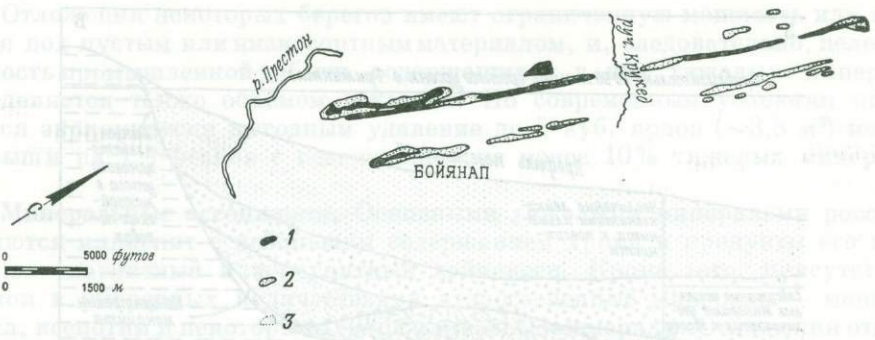
Рис. 3. Схематический контурный план обогащенности рудных месторождений Тутунап — Йогенап — Йогенап-Экстендид — Бойянап.

Распределение рудных залежей. В пределах района, разрабатываемого компаниями, уровень основания главных залежей тяжелых минералов находится приблизительно на 37—44 м выше среднего уровня современного моря. Имеющиеся другие крупные и более мелкие залежи, расположенные на параллельных уровнях выше и ниже (табл. 2), указывают на существование периодов различной продолжительности, в течение которых наблюдалась устойчивость плейстоценовой береговой линии, и залежи тяжелых минералов накапливались на определенных уровнях «спокойного стояния». Эти залежи могут быть наложенными или частично пространственно разобщенными в зависимости от градиента морского дна и уровня «спокойного стояния», превалирующего в момент формирования берега.

На рис. 3 показано приблизительное распределение рудных тел, выявленных в районах Тутунап, Йогенап, Йогенап-Экстендид и Бойянап. Эти тела очень сложны по форме и состоят из богатых прибрежных залежей, иногда кулисообразно расположенных, как, например, залежь Йогенап-Экстендид, или разделенных участками с меньшими концентрациями тяжелых минералов, которые совместно с богатыми участками образуют крупные рудные тела с общим контуром, отвечающим промышленному.

Берега, протягивающиеся к северу от Тутунапа через Йогенап, Йогенап-Экстендид к Бойянапу, обозначены в табл. 2 отдельно в соответствии с высотой основания залежей тяжелых минералов над средним уровнем современного моря. Главные береговые линии более или менее непрерывны, хотя местами, там, где их пересекают потоки, текущие на запад с куэсты, они рассечены. В поперечном сечении берега, содержащие тяжелые минералы, имеют линзовидную форму и наклонены в сторону моря вследствие наследования профиля древних отмелей. На рис. 5 показан разрез месторождения. Наиболее протяженный берег на уровне 46—49 м, протягивающийся к северу от Тутунапа, по-видимому, является эквивалентом берега на уровне 43—46 м с отложениями, разрабатываемыми в настоящее время в районах Йогенап и Йогенап-Экстендид, и берега на уровне 40 м в районе Бойянап. Уменьшение высоты берега в северном направлении отмечается еще дальше к северу от ручья Крукед, где эквивалентный берег находится уже на уровне 37 м. Предполагается, что прогрессивное уменьшение высоты берега в северном направлении является результатом искривления или наклона поверхности в результате уплотнения осадков и частично контролируется приповерхностным распространением базальтовых покровов Банбери.

Морфология и стратиграфия. Как показали результаты горных работ и бурения, верхние части отложений, несущих тяжелые минералы, состоят



1— рудное тело, содержащее более 10% тяжелых минералов; *2* — рудное тело, содержащее менее 10% тяжелых минералов; *3* — отработанное рудное тело.

из неконсолидированных белых, серых и желтых песков мощностью от 0 до 7 м или более, перекрывающих плотные, содержащие тяжелые минералы песчано-глинистые смеси мощностью от 1 до 8 м и более. В некоторых местах песчано-глинистая зона может быть отделена от вышележащих неконсолидированных песков латеритами или латеритным железняком (кофейная порода) на уровнях, соответствующих современным и древним зонам колебания уровня грунтовых вод. Эти подвешенные водоносные горизонты частично контролировались слоями, обогащенными глиной. Ожелезнение обычно выражено в виде лимонитовых затвердений с ячеистой структурой, твердого латеритного железняка, иногда затвердевших пропластков тяжелых минералов и слабо консолидированной пизолитовой железняковой гальки мощностью от нескольких дюймов до 2 м и более. Несмотря на то что верхние пачки песка могут содержать промышленные концентрации тяжелых минералов, максимальные их концентрации обычно приурочены к глинистым слоям, образующим нижние части залежей, ниже зон ожелезнения.

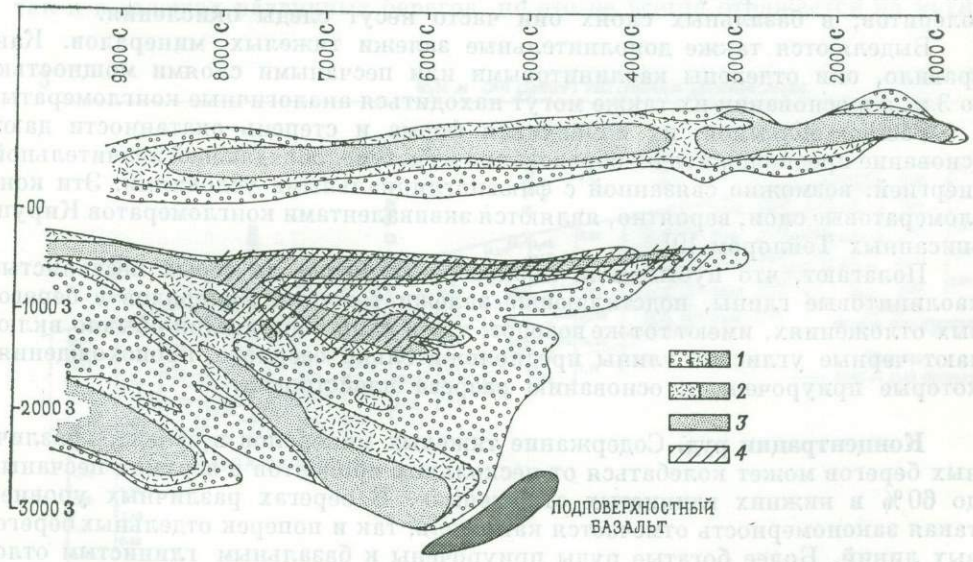


Рис. 4. Деталь контурного плана обогащенности месторождения Йогенап-Экстендид, показывающая кулисообразное расположение отложений наиболее низкого берега вследствие присутствия базальтового острова или рифа.

Содержание тяжелых минералов: *1* — > 5%; *2*— > 10%; *3* — > 15%; *4*—разрабатываемые участки (на 1.1.74 г.).

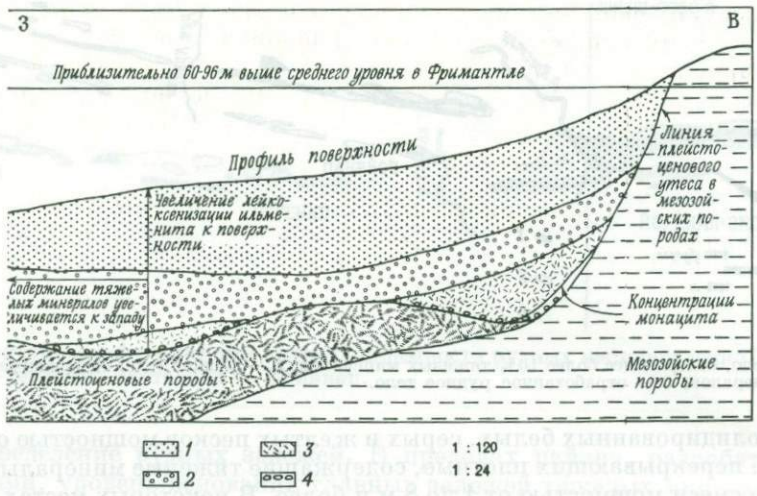


Рис. 5. Схематический разрез месторождения Йогенап.

1 — желто-коричневые эоловые пески с содержанием 5—15% тяжелых минералов и 6% циркона от общего содержания тяжелых минералов; *2* — серые песчанистые глины с содержанием 20—25% тяжелых минералов и более 10% циркона от общего содержания тяжелых минералов; *3* — черные пески с содержанием 40—60% тяжелых минералов и 15—20% циркона от общего содержания тяжелых минералов; *4* — базальные конгломераты.

Пляжевые конгломераты, содержащие до 5% окатанных обломков размером от гальки до валунов, обычно маркируют базальную часть отложений каждого берега, обогащенных тяжелыми минералами. Эти кластические плохо отсортированные отложения объединяют валуны и гальку, состоящие преимущественно из молочно-белых окремнелых песчаников и метакварцитов и розовато-белых и обычно хрупких полевошпатовых песчаников. В некоторых участках отмечается присутствие изолированных обломков гранитов, гнейсов или долеритов; в базальных слоях они часто несут следы окисления.

Выделяются также дополнительные залежи тяжелых минералов. Как правило, они отделены каолинитовыми или песчаными слоями мощностью до 3 м, а в основании их также могут находиться аналогичные конгломераты.

Размер обломков, их изменчивая форма и степень окатанности дают основание предположить их образование в системе, обладающей значительной энергией, возможно связанной с флювиогляциальными условиями. Эти конгломератовые слои, вероятно, являются эквивалентами конгломератов Кируп описанных Тейлором [9].

Полагают, что пустые или низкосортные белые до серых песчанистые каолинитовые глины, подстилающие залежи тяжелых минералов в береговых отложениях, имеют тот же возраст, что и сами берега. Они обычно включают черные углистые глины предположительно озерного происхождения, которые приурочены к основанию разреза плейстоцена.

Концентрации руд. Содержание тяжелых минералов в залежах различных берегов может колебаться от нескольких процентов в верхних песчаных до 60% в нижних глинистых отложениях. В берегах различных уровней такая закономерность отмечается как вдоль, так и поперек отдельных береговых линий. Более богатые руды приурочены к базальным глинистым отложениям каждого берега. В общем же случае объединение минерализованных и пустых или низкосортных отложений дает вполне экономически пригодную среднюю концентрацию тяжелых минералов. Средняя обогащенность руд тяжелыми минералами для различных берегов приведена в табл. 2.

Отложения некоторых берегов имеют ограниченную мощность или находятся под пустым или низкосортным материалом, и, следовательно, целесообразность промышленной добычи содержащихся в них тяжелых минералов определяется также объемом вскрыши. По современным условиям принимается экономически выгодным удаление до 5 куб. ярдов (~3,8 м³) породы вскрыши на 1 т песков с содержанием не менее 10% тяжелых минералов

Минеральные ассоциации. Основными тяжелыми минералами россыпей являются ильменит с небольшим содержанием хрома и продукты его изменения — магнитный и немагнитный лейкоксен. Кроме того, присутствуют циркон в умеренных количествах и второстепенные минералы — монацит, рутил, ксенотим и некоторые алюмосиликатные минералы. Отложения отдельных берегов могут различаться по своим минеральным ассоциациям, но в пределах одного берега процентное содержание ильменита и его лейкоксенизированного продукта изменения остается величиной постоянной. В табл. 2 приведены приблизительные ассоциации тяжелых минералов в концентратах, взятых на берегах различных уровней. Таблица показывает также увеличение содержания неизмененного ильменита по мере уменьшения количества его лейкоксенизированных разностей в залежах одного берега. С помощью применяемой в настоящее время методики выделяются два типа лейкоксенизированных продуктов — магнитная разность с содержанием 65—70% TiO_2 и немагнитная разность, содержащая 85—92% TiO_2.

Изменения ильменита. Изучение ильменита, отобранного из разведочных шурфов вдоль рудного тела Йогенап-Экстендид, показывает большие различия в содержании TiO_2 в образцах из поверхностных песчаных пачек и из более глубоких глинистых слоев. Кроме того, установлено, что содержание ильменита в песчаных и глинистых частях разреза, видимо, обратно пропорционально содержанию лейкоксена (магнитного и немагнитного).

Процентное содержание TiO_2 в ильмените и его лейкоксенизированных разностях может значительно колебаться как в отложениях одного берега, так и в залежах различных берегов, но это не всегда отражается на магнит-

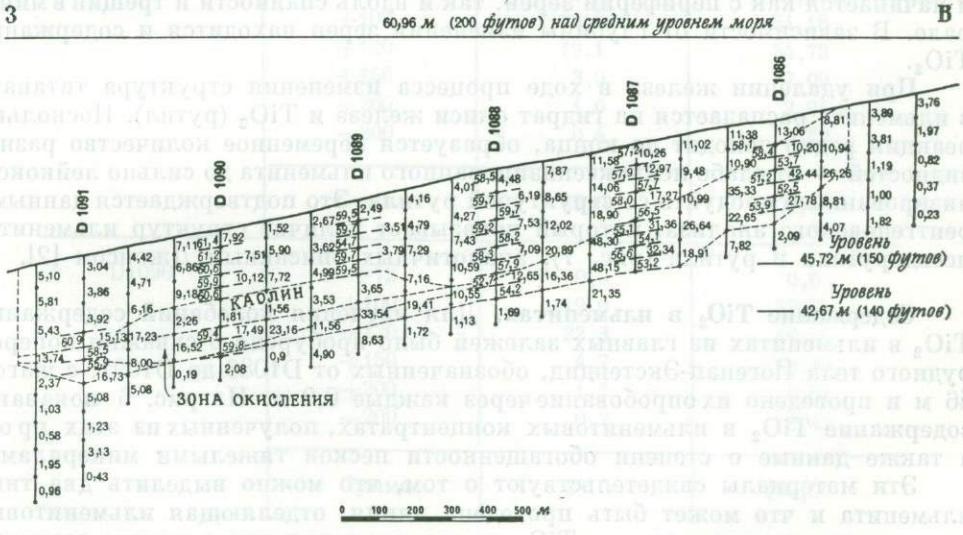


Рис. 6. Разрез по линии 7750 С (см. рис. 3) через месторождение Йогенап-Экстендид. Показано процентное содержание тяжелых минералов и процентное содержание TiO_2 в ильмените.

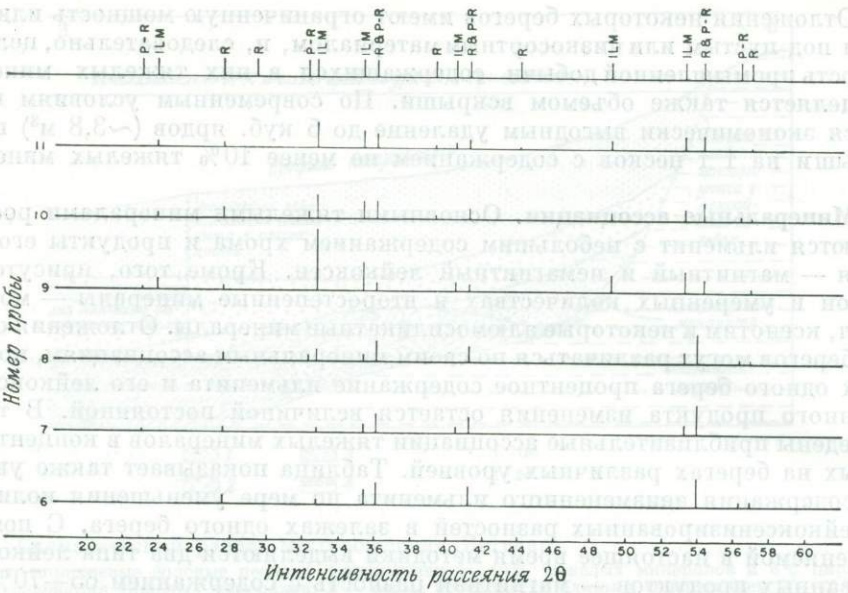


Рис. 7. Дифрактограммы ильменита (ILM), рутила (R) и псевдорутила (P-R).

Образец 6 — Йогенап, берег на уровне 43—46 м (59,0% TiO_2); образец 7 — Йогенап-Экстендид, берег на уровне 36 м (59,7% TiO_2); образец 8 — Йогенап-Экстендид, берег на уровне 43 м (59,7% TiO_2); образец 9 — Йогенап-Экстендид, берег на уровне 46 м (54,9% TiO_2); образец 10 — Йогенап-Экстендид, берег на уровне 66 м (57,1% TiO_2); образец 11 — первичный концентрат ильменита (на 5.12.74 г.), берег на уровне 43–46 м (57,0% TiO_2).

ных и электростатических свойствах минерала. Окисление иона железа в ильмените в процессе его лейкоксенизации теоретически должно привести к уменьшению содержания TiO_2, однако вследствие того, что окисление происходит в условиях низкого значения pH среды, результирующее удаление железа может привести к увеличению содержания TiO_2 в ильмените. Изучение отдельных зерен ильменита показало, что изменение их неравномерно и начинается как с периферии зерен, так и вдоль спайности и трещин в минерале. В зависимости от глубины изменения зерен находится и содержание TiO_2.

При удалении железа в ходе процесса изменения структура титаната в ильмените распадается на гидрат окиси железа и TiO_2 (рутил). Поскольку реакция редко доходит до конца, образуется переменное количество разновидностей — от слабо лейкоксенизированного ильменита до сильно лейкоксенизированного продукта со структурой рутила. Это подтверждается данными рентгеновского анализа, который показывает наличие структур ильменита, псевдорутила и рутила (рис. 7), аналогичных описанным Джонсом [2].

Содержание TiO_2 в ильменитах. Для изучения колебаний содержания TiO_2 в ильменитах из главных залежей было пробурено 6 скважин поперек рудного тела Йогенап-Экстендид, обозначенных от D1086 до D1091, с шагом 46 м и проведено их опробование через каждые 0,9 м. На рис. 6 показаны содержание TiO_2 в ильменитовых концентратах, полученных из этих проб, а также данные о степени обогащенности песков тяжелыми минералами.

Эти материалы свидетельствуют о том, что можно выделить два типа ильменита и что может быть проведена линия, отделяющая ильменитовые руды с высоким содержанием TiO_2 от ильменитовых руд с низким содержанием TiO_2. Отмечается также четкая зависимость между низким содержанием TiO_2 в ильмените и высоким содержанием тяжелых минералов в рудах

Между скважинами D1089 и D1090 в данном пересечении находится каолинитовый слой с низким содержанием тяжелых минералов, по которому и проходит линия, разделяющая два типа ильменитов в рудном материале и подтверждающая, что ильмениты с высоким содержанием TiO_2 относятся к рудам с низкой степенью концентрации тяжелых минералов. Наличие ильменита с высоким содержанием TiO_2, встречающегося непосредственно ниже каолинитового слоя, дает основание предположить, что эта часть руд могла быть обнажена или обогащена до образования каолина и руд верхних частей разреза.

Руды с более высоким содержанием TiO_2 в ильмените, несомненно, моложе подстилающих ильменитовых руд с низкими содержаниями TiO_2, что подтверждает представление о том, что возраст залежи оказывает меньшее влияние на развитие процессов выщелачивания и окисления (лейкоксенизация), чем pH и Eh среды.

Таблица 3

Ситовые анализы ильменита по линии сетки 7750С месторождения Йогенап-Экстендид

Номер скважины	Размер частиц, меш	Вес, г	% от общего веса
D1086	+72	15,0	4,52
	+100	208,0	62,67
	+120	84,7	25,52
	+150	15,5	4,67
	+200	6,7	2,02
	—200	2,0	0,60
	Сумма	331,9	100,00
D1088	+72	0,2	0,37
	+100	29,8	54,18
	+120	19,1	34,73
	+150	3,9	7,09
	+200	1,6	2,91
	—200	0,4	0,72
	Сумма	55,0	100,00
D1090	+72	0,0	0,0
	+100	19,0	39,79
	+120	22,3	46,46
	+150	4,7	9,79
	+200	1,7	3,54
	—200	0,2	0,42
	Сумма	48,0	100,00

Примечания: 1. Использованный для подсчета ильменит взят из первой магнитной фракции.
2. Материал с размером частиц крупнее 72 меш не входил в подсчет.

Вполне вероятно, что ильменит с высоким содержанием TiO_2 был переработан на ранее сформировавшемся низком уровне (окисленный берег), а последующий подъем уровня моря переотложил этот материал выше более молодого ильменита с низким содержанием TiO_2. Однако также очевидно, что более открытые текстуры и песчаная природа верхних низкосортных руд могли создать такие условия, что содержащийся в них ильменит легче окислялся и выщелачивался *in situ*. Известно, что содержание шлама в руде уменьшается в направлении с востока на запад, но одновременно увеличивается содержание TiO_2 в ильмените. Это может быть связано с большей степенью лейкоксенизации, проявляющейся более эффективно на меньших частицах, поскольку, как следует из табл. 3, наблюдается определенное уменьшение размера зерен ильменита с востока на запад. Здесь, вероятно, сказывается тенденция к отложению частиц большей массы в наиболее турбулентных участках у подножия утеса.

Месторождение Саут-Кейпел (Western Titanium Ltd.)

Общие сведения. Месторождение пляжных песков, разрабатываемое компанией Western Titanium Ltd., протягивается на 14,5 км между реками Кейпел и Абба к югу от Банбери, Западная Австралия. Координаты центра месторождения 33°36′ ю. ш. и 115°30′ в. д. Месторождение продолжается и за пределами рек Кейпел и Абба, но разрабатывается другими компаниями. На рис. 1 показано положение месторождения и его соотношение с современной береговой линией залива Географа.

С 1956 по июнь 1972 г. на месторождении было добыто 2,85 млн. т тяжелых минералов. Оставшиеся запасы оценены в 8,03 млн. т.

Структура. На рис. 8 показаны контуры рудного тела, определенные по процентному содержанию в нем тяжелых минералов (по данным бурения).

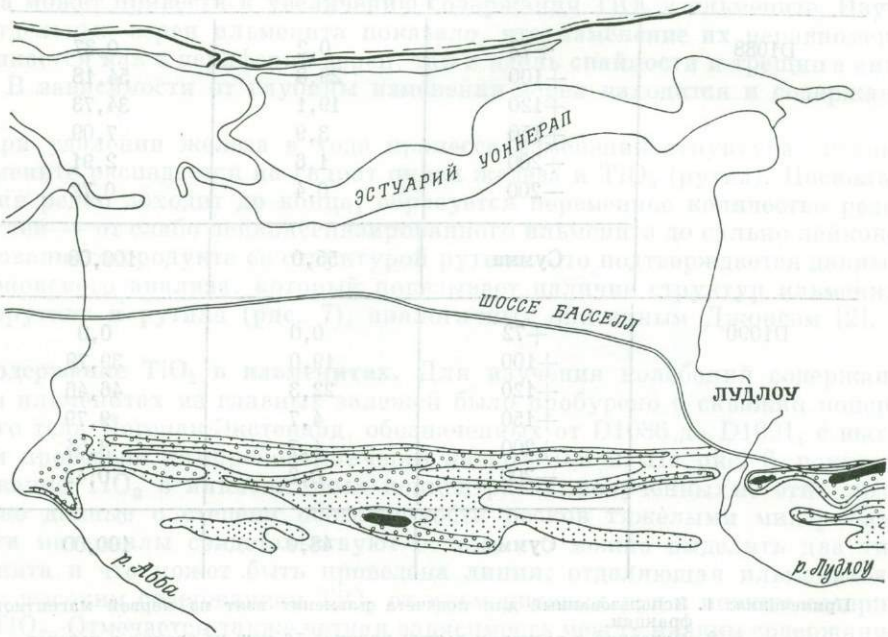


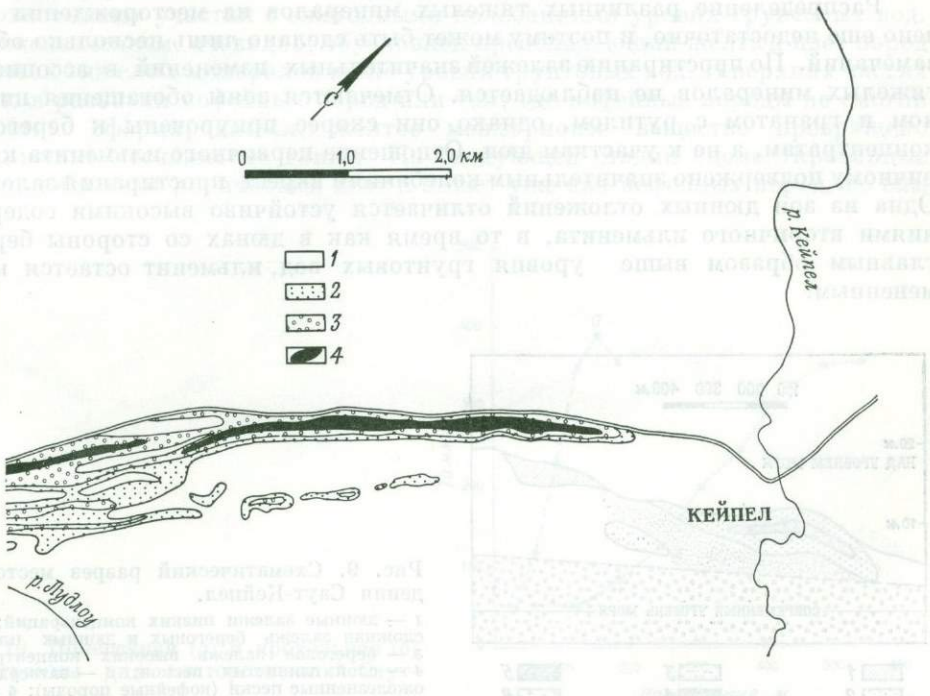
Рис. 8. Контурный план обогащенности месторождения Саут-Кейпел.

Такой метод изображения выявляет достаточно сложную структуру залежи. Ширина залежи в плане составляет от 180 до 1000 м, а глубина от 1,5 до 11 м (в среднем 4,9 м). Наблюдения над современными прибрежными отложениями показали, что хотя в пределах приливно-отливной полосы концентрация тяжелых минералов может достигать 80—100%, ассоциирующиеся с ней системы дюн обычно содержат 5—15% тяжелых минералов. Отсюда можно с уверенностью заключить, что зоны максимальных концентраций представляют собой береговые залежи, а большая часть низкосортного материала, в частности со стороны берега, является дюнными залежами. Линзы отложений с низкими концентрациями тяжелых минералов в пределах рудного тела соответствуют топографии местности и заполняют мульды.

По данным разведки, береговые залежи располагаются кулисообразно. Такое расположение не очень четко проявляется в районе к югу от реки Лудлоу, но, возможно, выявится при дальнейшем бурении. Части этих кулисообразных серий становятся отчетливо более древними в сторону Кейпела, но основание линз располагается на одном и том же уровне.

Если считать установленным факт, что вдольбереговой дрифт приводит к высокой концентрации тяжелых минералов в начальном пункте дрифта, то можно видеть, что линза высоких концентраций близ Кейпела образовалась при направлении вдольберегового дрифта с северо-востока на юго-запад. Однако линза близ Лудлоу могла образоваться при дрифте в противоположном направлении, причем интересно, что ее длинная ось лежит совсем в другом направлении, чем ось первой линзы. Чтобы установить, напоминает ли третья линза одну из двух первых, необходимо дополнительное бурение.

Высота основания линз вкрест их простирания изменяется, и намечается тенденция подъема основания в направлении от моря к берегу. Со стороны моря основание линз находится на высоте 4,6 м над уровнем современного моря и поднимается до 16 м в сторону берега. Следует отметить, что



Содержание тяжелых минералов: *1* — < 5%, *2* — 5—10%; *3* — 10—30%, *4* — > 30%.

высота основания линз со стороны моря остается постоянной вдоль всей длины месторождения, в то время как высота основания линз в береговой части значительно колеблется.

Некоторые буровые разрезы вскрывают обрыв высотой 6,1 м, а шахта на северном конце месторождения близ Кейпела вскрыла обрыв высотой 3 м. Известно, что нижний горизонт этого обрыва сложен мезозойскими осадочными породами, однако остается загадкой, имеют ли слагающие весь обрыв глины тот же возраст или они моложе. Обрыв маркирует границу наступления моря во время одного из циклов колебаний его уровня в плейстоцене.

Морфология. Месторождение слагает низкий обрыв с хребтами темно-желтого до коричневого песка, покрытого растительностью.

Совместные эрозия и аллювиальное отложение со стороны моря и со стороны суши образовали наблюдаемый в настоящее время сглаженный рельеф поверхности месторождения.

Минеральные ассоциации. Единственным минералом песков с удельным весом ниже 2,85 является кварц. Все остатки шламового материала были вымыты и, по-видимому, удалены за пределы месторождения. Среднее процентное содержание минералов в тяжелой фракции приблизительно следующее: ильменит — 75, циркон — 9, рутил — 1, лейкоксен — 4, вторичный ильменит — 8, монацит — 0,5, прочие — 2,5.

Первичный и вторичный ильмениты различаются по содержанию в них TiO_2, соответственно больше или меньше 60%. На практике для установления количества каждого из них в концентрате тяжелых минералов используется их различная магнитная восприимчивость.

В числе прочих минералов в концентрате присутствуют ксенотим, гранат, кианит, ставролит, рутил, эпидот и шпинель. В табл. 4 сведены результаты ситового анализа хвостов и концентратов тяжелых минералов.

Распределение различных тяжелых минералов на месторождении изучено еще недостаточно, и поэтому может быть сделано лишь несколько общих замечаний. По простиранию залежей значительных изменений в ассоциации тяжелых минералов не наблюдается. Отмечаются зоны обогащения цирконом и гранатом с рутилом, однако они скорее приурочены к береговым концентратам, а не к участкам дюн. Отношение первичного ильменита к вторичному подвержено значительным колебаниям вкрест простирания залежей. Одна из зон дюнных отложений отличается устойчиво высокими содержаниями вторичного ильменита, в то время как в дюнах со стороны берега, главным образом выше уровня грунтовых вод, ильменит остается неизмененным.

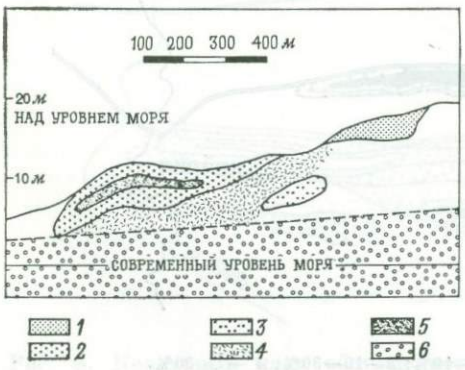


Рис. 9. Схематический разрез месторождения Саут-Кейпел.

1 — дюнные залежи низких концентраций; *2* — сложная залежь береговых и дюнных пластов; *3* — береговая залежь высоких концентраций; *4* — слой глинистых песков; *5* — затвердевшие ожелезненные пески (кофейные породы); *6* — мезозойские осадочные породы (глинистые пески).

Таблица 4

Ситовые анализы хвостов и концентратов тяжелых минералов из месторождения Саут-Кейпел

Фракция, меш	Хвосты	Концентрат
+22	15,4	0,1
52	42,9	1,3
72	23,1	10,6
100	11,1	39,4
150	5,9	41,7
—150	1,7	6,9

Распределение тяжелых минералов. Характеристикой, использованной для оценки залежи в каждой точке опробования, был «процент тяжелых минералов». Для изучения вариаций содержания тяжелых минералов применялись продольные и поперечные вариограммы (рис. 10), с помощью которых выявлена зона влияния размером 550 × 137 м и отношение анизотропии 4 : 1 для контуров длиной больше 134 м в продольном направлении и 33,5 м в поперечном. При меньших размерах контуров анизотропия уменьшается, а при контурах в 33,5 м залежь изотропна. При еще меньших контурах скорость продольных вариаций, по-видимому, превышает скорость поперечных. Вариограммы были построены по данным бурения, полученным по сетке 61 × 30,5 м (200 × 100 футов).

Кофейные породы. Слои пород с железистым цементом развиты локально и лучше проявлены в зонах с высоким содержанием тяжелых минералов. Они охватывают участки с ежегодными колебаниями уровня грунтовых вод.

Ожелезнением, очевидно, обусловлен преобладающий желтый цвет пород в залежах тяжелых минералов выше уровня грунтовых вод. В верхних частях участков развития кофейных пород или там, где кофейные породы не смогли полностью сформироваться, желтое межзерновое вещество превращено в оранжевые песчанистые глины. На следующей стадии сцементированные слои приобретают коричневый цвет и имеют уже вид кофейных пород, но еще

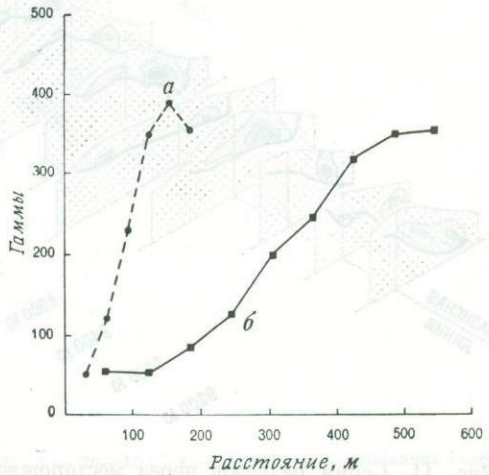


Рис. 10. Поперечная (*а*) и продольная (*б*) вариограммы для месторождения Саут-Кейпел.

достаточно мягки и подвергаются вымыванию и обезиливанию. Полностью сформированные кофейные породы тверды, требуют проведения взрывных работ, и минералы, заключенные в них, неизвлекаемы.

Месторождение Норт-Кейпел (Western Mineral Sands Ltd.)

Общие сведения. Месторождение Норт-Кейпел (рис. 1) протягивается от реки Кейпел до ручья Джинадап-Брук; самая северная его часть разрабатывается компанией Cable (1956) Ltd. и поэтому не описывается в данной статье.

Месторождение расположено на береговой линии Бассендиан, и его нижняя часть имеет бассендианский возраст. Верхняя часть отложения, возможно, имеет тот же возраст, но может относиться и к более молодому возрасту — спирвудскому.

Породы на месторождении и за его пределами представлены в основном белыми кварцевыми песками с различным содержанием тяжелых минералов. Обломки карбонатных раковин, если когда-либо и присутствовали в породах, к настоящему времени полностью выщелочены. Бассендианские пески

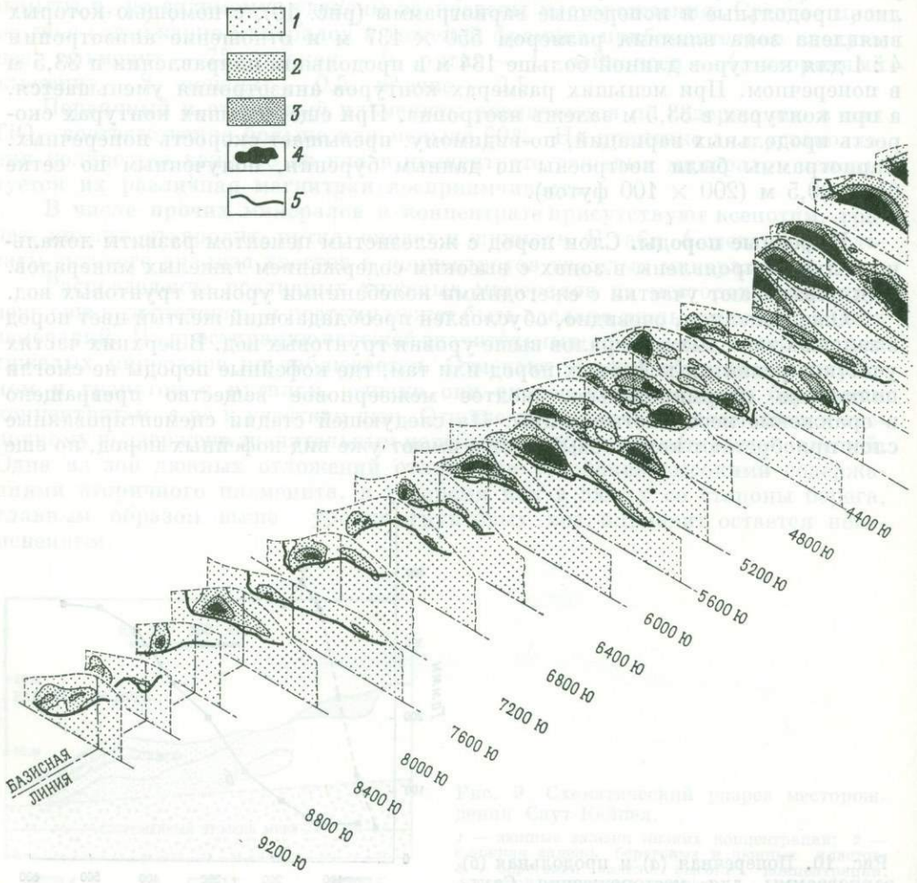


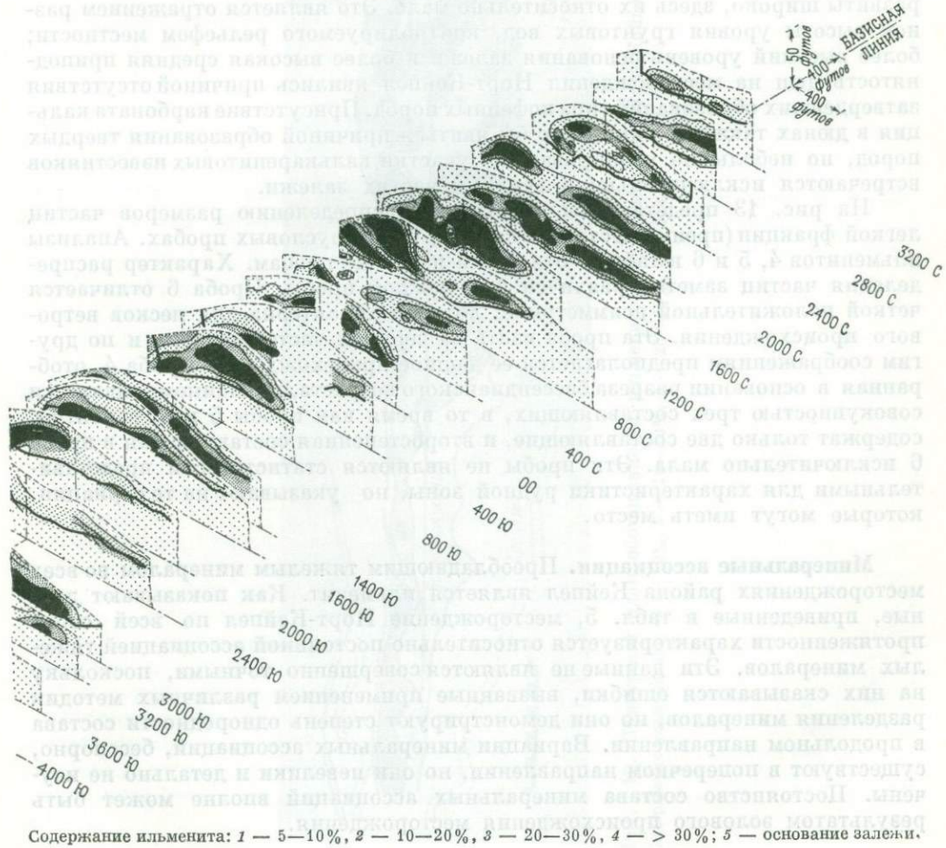
Рис. 11. Серия разрезов через месторождение Норт-Кейпел.

в некоторых участках в районе Перта настолько чисто кварцевые, что нет причин подозревать, что когда-нибудь они содержали заметные количества карбонатного материала.

В сравнении с ними спирвудские пески чисто известковистые, светлого желто-коричневого цвета. Дюны спирвудского возраста часто содержат реликтовые калькаренитовые ядра, которые в настоящее время активно выщелачиваются. Верхние части разреза месторождения Норт-Кейпел содержат редкие включения подобного известняка, также светло-желтого цвета; полагают, что и они имеют спирвудский возраст.

Породы нижней части месторождения, имеющие черную окраску, всегда обогащены тяжелыми минералами часто с концентрацией выше 40%. Они обычно отделены четким контактом от перекрывающих низкосортных желто-коричневых песков, хотя в некоторых локальных участках контакт может быть постепенным.

Морфология и структура. Почти с уверенностью можно сказать, что, несмотря на аномально высокую степень обогащения тяжелыми минералами пород нижней части разреза, месторождение Норт-Кейпел имеет дюнное происхождение (рис. 11). Западный край залежи обычно находится на уровне 6,5 м. Уровень основания залежи в месторождении Саут-Кейпел (Western Titanium Ltd.), также относящегося к бассендианскому возрасту, находится



Содержание ильменита: *1* — 5—10%, *2* — 10—20%, *3* — 20—30%, *4* — > 30%; *5* — основание залежи.

на высоте 4,8 м. В то время как в основании отложений месторождения Саут-Кейпел имеется «ступень», представляющая собой низкий морской уступ, в Норт-Кейпел аналогичного уступа не наблюдается. Поэтому представляется вероятным, что первоначально отмель располагалась там, где в настоящее время находится долина Джинадан, заполненная аллювием. Углубленный трог, видимый на разрезе рис. 11, в южном конце месторождения, возможно, представляет собой древнее русло ручья, протекавшего у подножия древнего морского уступа или террасы. В спирвудское время, когда отмель эродировалась, скорость ветра была достаточно высокой, чтобы перенести большую часть материала отмелевой залежи назад через сильно обогащенное ядро дюн бассендианского возраста.

На рис. 12 показаны величины распределения тяжелых минералов по горизонтали в пределах дюн, содержащих сильно обогащенные участки, лежащие ближе к западному краю и имеющие «хвосты», отходящие в восточном направлении. «Хвосты» представляют собой концентраты тяжелых минералов, образовавшиеся на флангах трансгрессивных дюн в процессе их «сдувания». Те же черты наблюдаются на поперечном разрезе (рис. 11), показывающем обычно широкие обогащенные зоны в пределах месторождения. Содержание тяжелых минералов в песках высокое, а среднее содержание тяжелых минералов в рудах, добытых с начала эксплуатации месторождения, составляет 20%.

В отличие от месторождения Саут-Кейпел, где твердые кофейные породы развиты широко, здесь их относительно мало. Это является отражением разной высоты уровня грунтовых вод, контролируемого рельефом местности; более высокий уровень основания залежи и более высокая средняя приподнятость дюн на месторождении Норт-Кейпел явились причиной отсутствия затвердевших образований типа кофейных пород. Присутствие карбоната кальция в дюнах также должно было бы явиться причиной образования твердых пород, но небольшие изолированные участки калькаренитовых известняков встречаются исключительно в верхних частях залежи.

На рис. 13 представлены данные по распределению размеров частиц легкой фракции (преимущественно кварца) в трех русловых пробах. Анализы ильменитов 4, 5 и 6 в табл. 6 относятся к тем же пробам. Характер распределения частиц заметно различен для каждой пробы. Проба 6 отличается четкой положительной асимметрией, которая характерна для песков ветрового происхождения. Эта проба взята из верхних частей залежи, и по другим соображениям предполагается ее дюнное происхождение. Проба 4, отобранная в основании разреза бассендианского возраста, по-видимому, является совокупностью трех составляющих, в то время как пробы 5 и 6, вероятно, содержат только две составляющие, и второстепенная составляющая в пробе 6 исключительно мала. Эти пробы не являются статистически представительными для характеристики рудной зоны, но указывают на те вариации, которые могут иметь место.

Минеральные ассоциации. Преобладающим тяжелым минералом во всех месторождениях района Кейпел является ильменит. Как показывают данные, приведенные в табл. 5, месторождение Норт-Кейпел по всей своей протяженности характеризуется относительно постоянной ассоциацией тяжелых минералов. Эти данные не являются совершенно точными, поскольку на них сказываются ошибки, вызванные применением различных методик разделения минералов, но они демонстрируют степень однородности состава в продольном направлении. Вариации минеральных ассоциаций, бесспорно, существуют в поперечном направлении, но они невелики и детально не изучены. Постоянство состава минеральных ассоциаций вполне может быть результатом эолового происхождения месторождения.

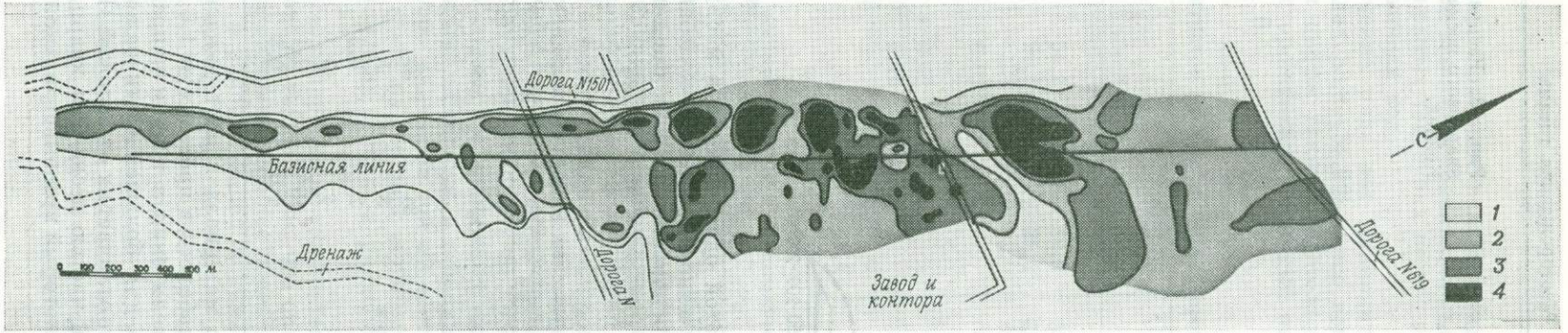


Рис. 12. Контурный план обогащенности ильменитом месторождения Норт-Кейпел.
Содержание ильменита: *1* — 5—10%, *2* — 10—20%, *3* — 20—30%, *4* — 30%.

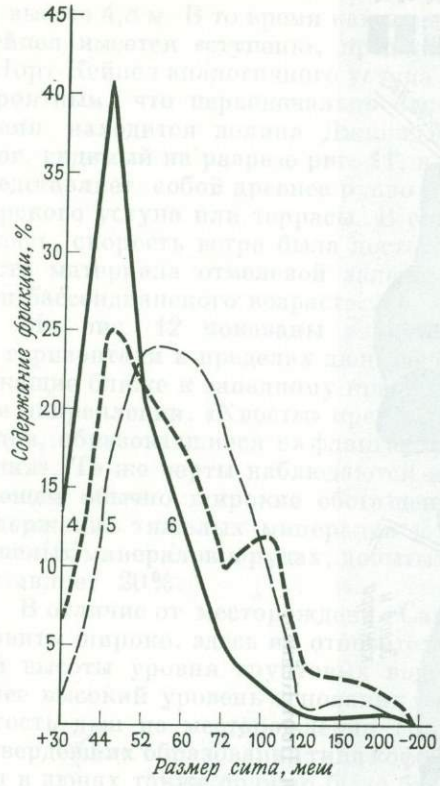


Рис. 13. Распределение размеров частиц кварцевого песка на месторождении Норт-Кейпел.

В противоположность этой однородности в месторождениях береговой линии Йогенап отмечаются четко выраженные колебания содержаний тяжелых минералов, особенно в основании залежей, где локализованы пятнистые образования, обогащенные цирконом и монацитом.

Таблица 5

Содержание тяжелых минералов, пересчитанное на основании статистических данных добычи (%)

	1965 г.	1968 г.	1970 г.
Ильменит	84	89	84,5
Ильменит — лейкоксен	8	5	7
Лейкоксен и рутил	2	0,3	1,9
Циркон	4	3	5
Монацит	0,4	0,1	0,1
Прочие	1,0	0,6	2,0

Содержание глинистого материала в месторождении низкое. За время разработок рудника оно колебалось в пределах от 1,6 до 3,0%, и отмечается некоторая тенденция его увеличения в южном направлении. Такое низкое содержание шлама типично для большей части залежей бассендианского и спирвудского возраста, что отличает их от залежей Йогенап. По-видимому, здесь главной составляющей частью песка был кварц, тогда как в породах Йогенапа — полевой шпат, который при выветривании и образовывал каолинитовые глины.

Геохимия ильменита. Ильменит в месторождении несет следы умеренного окисления и выщелачивания в значительно меньшей степени, чем можно было бы ожидать в открытых текстурах песка, залегающего главным образом выше уровня грунтовых вод.

Добываемый в течение ряда лет ильменит имеет содержание TiO_2, колеблющееся в пределах 53,8—54,2%, а его извлечение из песков составляет 92,0—95,8%. Эти цифры также свидетельствуют о малых вариациях состава в пределах месторождения. Типичный анализ концентратов ильменита приведен в табл. 6.

Таблица 6

Анализы концентратов ильменита на месторождении Норт-Кейпел

	1	2	3	4[1]	5[1]	6[1]
TiO_2	54,2	54,7	54,0	55,85	55,38	54,59
FeO	24,0	22,1	24,4	23,33	23,44	24,45
Fe_2O_3	—	—	—	18,18	18,53	18,37
Cr_2O_3	0,03			0,04	0,04	0,04
V_2O_5	—			0,15	0,15	0,15
P_2O_5	0,02			0,02	0,03	0,03
Nb_2O_5	0,16			0,18	0,18	0,17
Нерастворимый TiO_2				0,27	0,28	0,25
% извлечения		93,7	91,4			

[1] Пересчитано с исключением SiO_2 и неразложившегося остатка и приведено к общему основанию (98,02%).

Небольшие колебания содержаний TiO_2 и FeO наблюдаются как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении, как показывают анализы 2 и 3 в табл. 6, характеризующие средние содержания в пробах, отобранных за месяц добычи. Некоторые колебания состава являются, вероятно, отражением величины извлекаемости ильменита, достигаемой в течение месяца, а не вариаций химических характеристик минерала.

Анализы 4, 5 и 6 табл. 6 характеризуют фракции ильменита, выделенные в одних и тех же лабораторных условиях из проб, взятых с разных уровней месторождения. Проба 4 взята в обогащенных тяжелыми минералами бассендианских песках в основании залежи, в нескольких сантиметрах над подстилающими глинами. Проба 5 взята из той же обогащенной пачки в 3 м выше, чем проба 4. Проба 6 взята из верхней части разреза спирвудского возраста в известковистых коричневых песках, характерных для главной части месторождения.

Результаты анализов интересны не только тем, что иллюстрируют вариации состава ильменитов, но также и тем, что они показывают, что ильменит из верхних частей месторождения меньше изменен, чем ильменит из нижних частей (анализы 4 и 5). В районе Кейпел нижние части залежей как йогенапского, так и бассендианского возраста обычно меньше окислены и выщелочены, чем верхние части [11], однако оба примера, приводимые Софулисом в другом месте, доказывают существование возможных отклонений. Результаты анализов свидетельствуют о незначительном выщелачивании ильменита в верхних частях месторождения и высоком значении pH проходящих через месторождение грунтовых вод, что в свою очередь указывает на высокое первоначальное содержание карбоната кальция и, вероятно, спирвудский возраст.

Запасы руд

Промышленные месторождения залива Географа приурочены к прибрежной равнине, расположенной между портом Банбери и мысом Натуралиста, и к зоне основания уступа Уичер, ограничивающей эту равнину с востока и юга.

Ильменит является основным минералом этих месторождений и составляет до 85% или более суммы тяжелых минералов в концентрате, получаемом при добыче. Если принять нижний предел содержания тяжелых минералов равным 4—5% [10], то запасы месторождений этого района оцениваются в 25 млн. т ильменита в залежах с содержанием в среднем 13% тяжелых минералов. В ассоциации с ильменитом находятся 2,2 млн. т циркона и меньшие количества рутила и монацита.

С недавним вводом в эксплуатацию нового ильменитового комбината в Кейпеле, очевидно, будет произведена переоценка большей части известных запасов ильменита, находящихся во владении компании Western Titanium Ltd.

Другие залежи тяжелых минералов юго-западного района Австралии со средним содержанием тяжелых минералов 6% не рассматриваются в качестве перспективных из-за низкого содержания и удаленности от портов и пунктов разгрузки. По оценке Варда, эти непромышленные залежи заключают до 6 млн. т ильменита.

При условии быстрого роста цен на минеральное сырье вполне вероятно, что некоторые из непромышленных руд будут переведены в разряд промышленно выгодных.

Список литературы

1. *Cope R. N.*, Tectonic style in the southern Perth Basin, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1971, 90—94, 1972.
2. *Jones D. C.*, Reaction sequences in the reduction of ilmenite Pt. 2, Trans. Instn. Min. Metall., 82C, 186—192, 1973.
3. *Low G. H.*, Summary report on the principal beach sand heavy mineral deposits, South-West Division, Western Australia, Bull. geol. Surv. West. Aust., 114, 68—86, 1960.
4. *Low G. H.*, Definition of two Quaternary formations in the Perth Basin, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1969, 33—34, 1970.
5. *Lowry D.*, Busselton and Augusta 1 : 250 000 Sheet, Explan. Notes geol. Surv. West. Aust., 1965/11, 1965.
6. *McArthur W. M.*, *Bettenay E.*, The development and distribution of the soils of the Swan Coastal Plain, Soil Publ. C.S.I.R.O. Aust., 16, 1960.
7. *Playford P. E.*, *Low G. H.*, Definitions of some new and revised rock units in the Perth Basin, A. Rep. geol. Surv. West. Aust., 1970, 88—90, 1971.
8. *Seddon G.*, A Sense of Place, Univ. W. A. Press, Perth, 1972.
9. *Taylor*, Thesis, University of W. A., 1971.
10. *Ward J.*, Australian resources of mineral sands, Australian Mineral Industry, Quart. Rev. 25, 1, 1972.
11. *Welch B. K.*, The ilmenite deposits of Geographe Bay, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., 211, 25—48, 1964.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАРГАНЦА

Грут-Айленд

Дж. Мак-Интош, Дж. Фараг, К. Сли

Общие сведения

Марганцевое месторождение Грут-Айленд является наиболее крупным из известных месторождений марганца в Австралии и успешно конкурирует с основными марганцевыми месторождениями мира.

Марганцевая минерализация прослеживается на площади около 150 км² в западной части острова Грут-Айленд, имеющего координаты 14° ю. ш. и 136°30′ в. д. и расположенного на западе залива Карпентария, примерно в 50 км мористее побережья полуострова Арнемленд, т. е. приблизительно в 210 км к югу от бокситового месторождения Гов и в 640 км восточнее Дарвина. Месторождение представляет собой почти горизонтально залегающий пласт, сложенный криптомеланом и пиролюзитом в песчанисто-глинистом матриксе, отложенном во время эпейрогенической трансгрессии мелового моря.

Запасы руды составляют:

Разведанные	*Потенциальные*
Массивные руды 130 млн. т	200 млн. т
Рыхлые пизолитовые руды 60 млн. т	100 млн. т

О марганцевом оруденении на острове Грут-Айленд впервые сообщил Браун еще в 1908 г. [1], однако месторождением заинтересовались лишь много

Таблица 1

Анализы различных типов руд

Руда	Размер, мм	Mn	Fe	SiO_2	Al_2O_3	P	S	K_2O	CaO	BaO	Na_2O
Природные пелеты	—30+4	52,5	2,0	2,9	2,9	0,090	0,007	1,00	0,10	3,00	0,10
Металлургические куски	—75+6	48,8	3,3	5,8	3,5	0,090	0,008	2,50	0,10	0,50	0,20
Кремнистые куски	—75+6	43,0	4,5	13,0	3,6	0,070	0,007	2,70	0,10	0,35	0,17
Высокосортные промежуточные руды	—12+3	43,0	6,5	8,5	6,0	0,075	0,007	2,00	0,07	0,72	0,15
Низкосортные промежуточные руды	—12+3	39,0	6,9	12,0	7,0	0,075	0,008	2,00	0,07	0,60	0,16
Товарный концентрат	—6+1	53,0	2,0	3,0	3,0	0,090	0,007	0,80	0,08	2,30	0,08
Низкосортный концентрат	—3+1	37,0	11,5	12,5	5,8	0,080	0,007	1,45	0,08	0,35	0,13

J. L. McIntosh, Superintendent, Technical Services; *J. S. Farag*, *K. J. Slee*, Geologists, Groote Eylandt Mining Co. Ltd. Публикуется с разрешения компании.

лет спустя, когда Бюро минеральных ресурсов осуществило программу опробования руд [2]. В дальнейшем исследования Смита, посетившего месторождение в мае 1962 г., а также предварительные исследования, проведенные компанией Broken Hill Pty. Ltd. (BHP), подтвердили большое экономическое значение месторождения.

Детальное изучение было начато в 1963 г. с помощью роторного и ударно-канатного бурения, проходки шурфов и опробования руд. Компания Groote Eylandt Mining, филиал компании BHP, в 1966 г. приобрела права на обогатительную фабрику, которая в марте 1972 г. достигла производительности 500 т/ч. К концу 1972 г. фабрика переработала 6,7 млн. т руды и выдала 3,9 млн. т концентрата различной сортности, который шел на экспорт, а также поступал на внутренний рынок. В табл. 1 приведены анализы различных типов руд.

Геология

Стратиграфия. Исчерпывающее описание месторождения дали Смит и Геберт [5].

Докембрий. Архейский — нижнепротерозойский комплекс изверженных и метаморфических пород Арнемленд представляют вскрытые скважинами гранитные и метаморфические породы, а также единственный небольшой выход долеритов. Эти породы несогласно перекрыты среднепротерозойскими образованиями Грут-Айленд, которые являются частью средне-верхнепротерозойского разреза бассейна Мак-Артур [4].

Залегающие субгоризонтально слои Грут-Айленд представлены массивными, разбитыми на блоки, сильно трещиноватыми косослоистыми кварцевыми песчаниками мощностью 600 м, содержащими в основании большое количество гальки, а также зерен полевого шпата. В результате поверхностной силицификации в большинстве выходов песчаники превратились в ортокварциты, но на глубине они могут быть рыхлыми и содержать глинистый матрикс.

Нижний мел. Слои Грут-Айленд несогласно перекрываются нижнемеловыми слоями Маллмен, представленными глинами, кварцевыми песками, гравием с кварцитовой галькой, марганцево-железистыми мергелями и горизонтом с окислами марганца. Слои Маллмен залегают до отметок не выше 60 м и имеют максимальную мощность более 100 м. Кроме местных глин базальный горизонт обычно представлен кварцевыми песками, за исключением участков близ выходов песчаников, где марганцевые руды могут непосредственно залегать на слоях Грут-Айленд. Несмотря на это, рудный слой по своему стратиграфическому положению, как правило, относится к средней части разреза слоев Маллмен.

Третичные отложения. Латеритизация, которая, по-видимому, имела место в третичное время, привела к изменению большей части поверхностных отложений и образованию латеритов или латеритовых конгломератов. Эти осадки представлены лимонитовыми песчанистыми глинами, которые во многих случаях, и особенно там, где они контактируют с рудным телом, содержат марганцевые гальки и пизолиты. В обнажениях близ выходов слоев Грут-Айленд обычно присутствуют гальки ортокварцитов.

Четвертичные отложения. Большая часть восточных и южных равнин острова Грут-Айленд покрыта песчаными дюнами, но в ряде мест поверхность равнин покрыта тонким слоем почвы, глинистого песка и аллювия.

Структура. Остров Грут-Айленд оставался устойчивой платформой, начиная с нижнего протерозоя, и почти не был затронут процессами погружения и структурной деформации, проявившимися в расположенном к западу бассейне Мак-Артур. Слои Грут-Айленд затронуты главными системами тре-

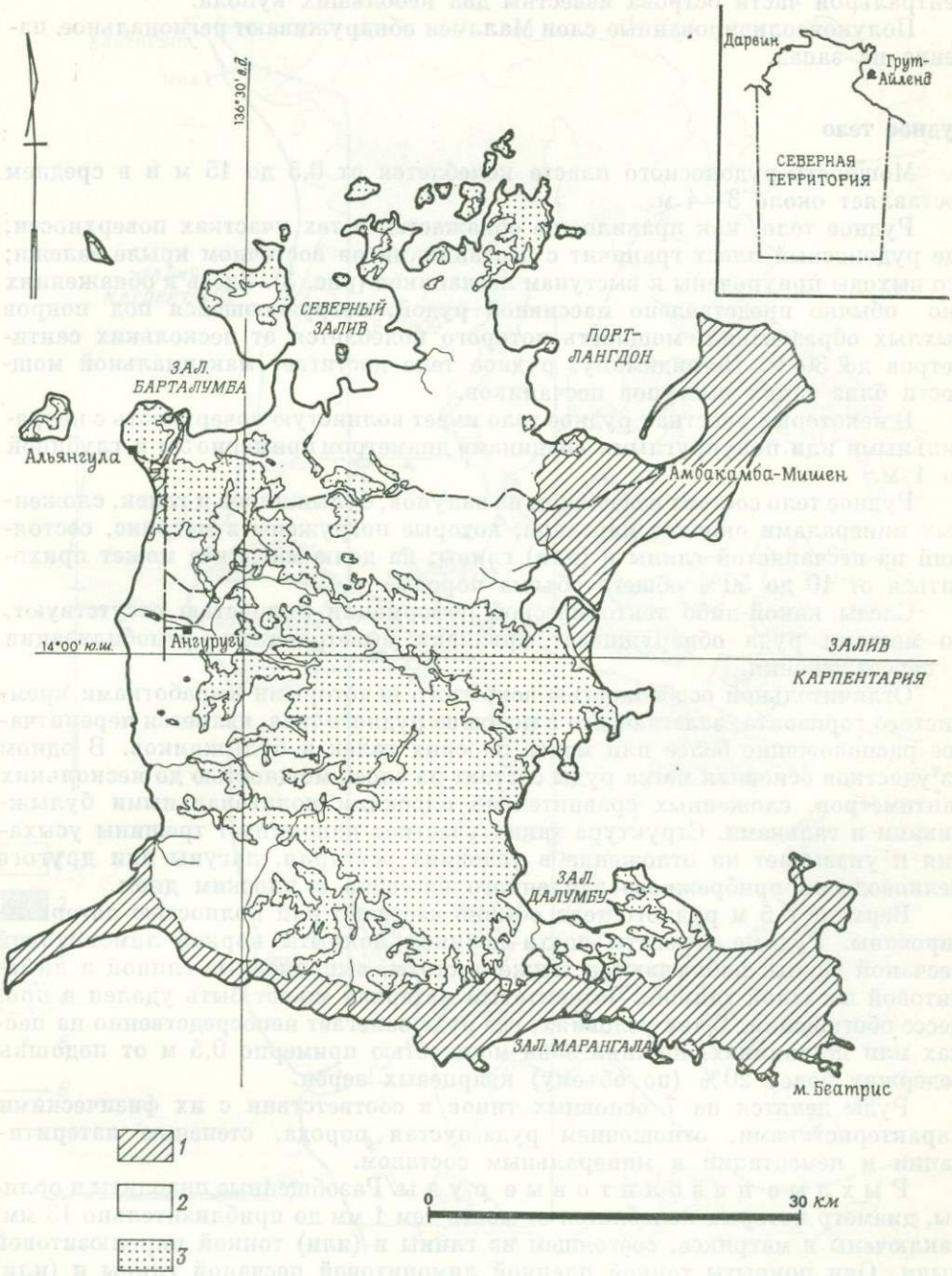


Рис. 1. Геологическое строение острова Грут-Айленд.

1 — современные отложения (песчаные дюны); *2* — нижний мел (слои Маллмен); *3* — средний протерозой (слои Грут-Айленд).

щиноватости, но сбрососбразование в них проявилось в незначительной степени и было ограничено юго-восточной частью острова. На севере центральной части острова известны два небольших купола.

Полуконсолидированные слои Маллмен обнаруживают региональное падение на запад.

Рудное тело

Мощность рудоносного пласта колеблется от 0,5 до 15 м и в среднем составляет около 3—4 м.

Рудное тело, как правило, не обнажается в тех участках поверхности, где рудоносный пласт граничит с песчаниками на восточном крыле залежи; его выходы приурочены к выступам песчаников (рис. 3). Здесь в обнажениях оно обычно представлено массивной рудой, погружающейся под покров рыхлых образований, мощность которого колеблется от нескольких сантиметров до 30 м. По-видимому, рудное тело достигает максимальной мощности близ таких выступов песчаников.

В некоторых участках рудное тело имеет волнистую поверхность с неправильными или полукруглыми впадинами диаметром примерно 5 м и глубиной до 1 м.

Рудное тело состоит в основном из валунов, булыжников и галек, сложенных минералами окислов марганца, которые погружены в матрикс, состоящий из песчанистой глины и (или) глины; на долю матрикса может приходиться от 10 до 50% общего объема породы.

Следы какой-либо тектонической деформации полностью отсутствуют, но местами руда обнаруживает признаки выветривания, ремобилизации и переотложения.

Отличительной особенностью вскрытого некоторыми выработками кремнистого горизонта, залегающего в подошве рудного тела, является черепитчатое расположение более или менее плоских галек и булыжников. В одном из участков основная масса руды состоит из слоев мощностью до нескольких сантиметров, сложенных сравнительно плоскими полигональными булыжниками и гальками. Структура таких участков напоминает трещины усыхания и указывает на отложение в условиях эстуария, лагуны или другого мелководного прибрежного заиленного бассейна с плоским дном.

Верхние 0,5 м рудного тела обычно частично или полностью латеритизированы. Рудные агрегаты почти целиком покрыты коркой лимонитовой песчаной глины; наблюдаются также пустоты, выполненные глиной и лимонитовой песчаной глиной. Латеритовый материал может быть удален в процессе обогащения. В тех условиях, где руда залегает непосредственно на песках или песчаниках, нижняя зона мощностью примерно 0,5 м от подошвы содержит более 20% (по объему) кварцевых зерен.

Руды делятся на 7 основных типов в соответствии с их физическими характеристиками, отношением руда/пустая порода, степенью латеритизации и цементации и минеральным составом.

Рыхлые пизолитовые руды. Разобщенные пизолиты и оолиты, диаметр которых колеблется от менее чем 1 мм до приблизительно 13 мм, заключены в матриксе, состоящем из глины и (или) тонкой пиролюзитовой пыли. Они покрыты тонкой пленкой лимонитовой песчаной глины и (или) глины. Как правило, они слагаются концентрическими слоями криптомелана и пиролюзита, хотя оолиты и небольшие пизолиты могут целиком состоять из пиролюзита, а более крупные пизолиты — целиком из криптомелана. Обычны трещины синерезиса. Некоторые пизолиты обнаруживают признаки пластической деформации, в других наблюдаются полые концентрические трещины, а в некоторых в качестве ядер присутствуют кварцевые зерна,

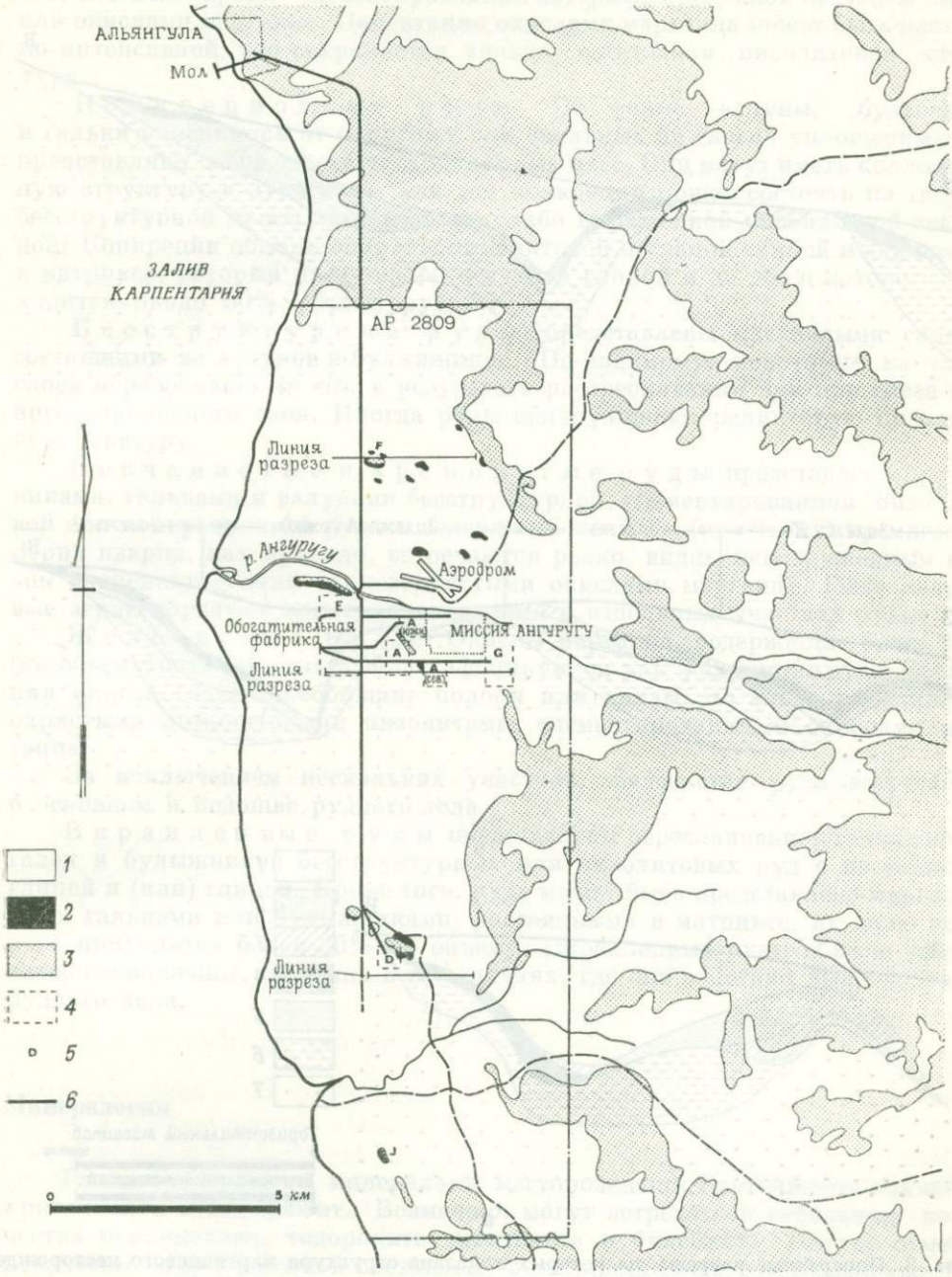


Рис. 2. Выходы рудного тела и действующие карьеры.

1 — слои Маллмен; *2* — выходы рудного тела; *3* — слои Грут-Айленд; *4* — действующие карьеры; *5* — залежь; *6* — дороги.

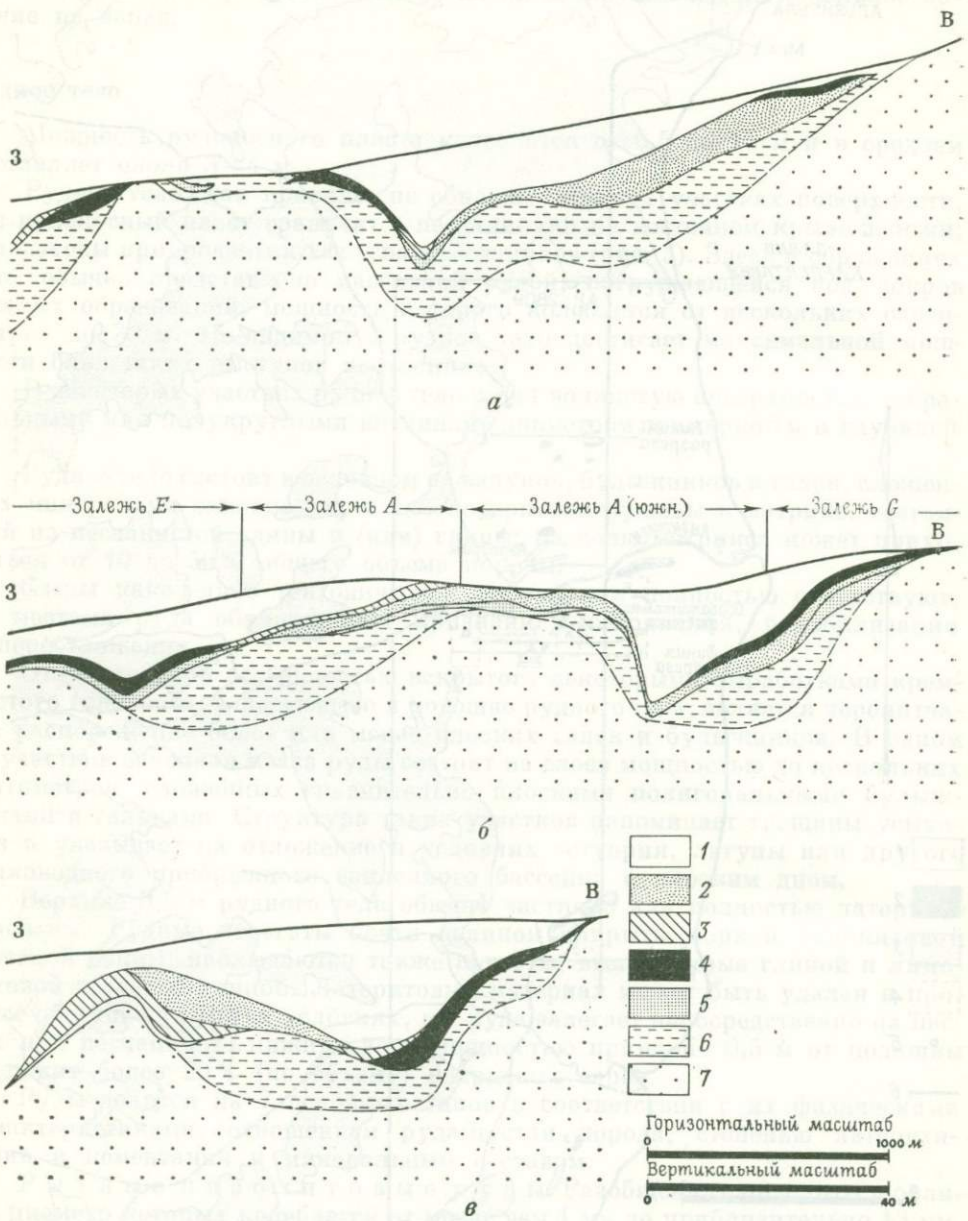


Рис. 3. Поперечные разрезы, на которых показана структура марганцевого месторождения Грут-Айленд.

а — разрез залежи F (см. рис. 2); *б* — разрез залежей E, A, A (южн.), G; *в* — разрез залежи D. *1* — нерасчлененный чехол; *2* — рыхлые пизолитовые руды; *3* — сцементированные пизолитовые руды; *4* — бесструктурные руды; *5* — кремнистые и песчанистые руды; *6* — глина, глинистый песок; *7* — кварцевые песчаники.

Сцементированные пизолитовые руды представлены гальками, булыжниками и валунами, образовавшимися за счет пизолитов, слабо или крепко сцементированных латеритизированной песчаной глиной или окислами марганца. Цементация окислами марганца может быть настолько интенсивной, что сохраняется только остаточная пизолитовая структура.

Конкреционные руды. По форме валуны, булыжники и гальки изменяются от округлых или овальных до слегка уплощенных или представляют собой агрегаты глобулярных масс. Они могут иметь колломорфную структуру с пустотами, или вся конкреция может состоять из твердой бесструктурной массы либо руды со слабо выраженной пизолитовой текстурой. Конкреции обычно покрыты лимонитовой песчаной глиной и заключены в матриксе, который представлен песчаной глиной и на долю которого приходится около 30% объема руды.

Бесструктурные руды представлены массивными слоями, состоящими из валунов и булыжников. По-видимому, некоторые из таких слоев образовались *in situ* в результате растрескивания при диагенезе единого однородного слоя. Иногда руды обнаруживают реликтовую пизолитовую текстуру.

Песчанистые и кремнистые руды представлены булыжниками, гальками и валунами бесструктурной, сцементированной, пизолитовой или конкреционной руды и содержат более 20% (по объему) кремнезема. Зерна кварца, как правило, встречаются редко, видны невооруженным глазом и сцементированы тонкозернистыми окислами марганца. Реже кварцевые зерна образуют полосы и скопления в отдельных участках руды.

Железистые руды. Окислы марганца, содержащие более 10% (по обьему) окислов железа, классифицируются как железистая руда. Последняя иногда слагает небольшие полосы или линзы, но чаще представлена охристыми лимонитовыми пизолитами, сцементированными окислами марганца.

За исключением нескольких участков, железистая руда встречается в основном в подошве рудного тела.

Вкрапленные руды представлены переслаиванием тонких полос галек и булыжников бесструктурных или пизолитовых руд с песчанистой глиной и (или) глиной. Кроме того, руда может быть представлена марганцевыми гальками или булыжниками, рассеянными в матриксе, на долю которого приходится более 30% по объему. Вкрапленные руды обычно сильно латеритизированы, особенно в тех случаях, где они залегают выше главного рудного тела.

Минералогия

Главными рудными минералами месторождения Грут-Айленд являются криптомелан и пиролюзит. Возможно, могут встречаться небольшие количества псиломелана, тодорокита, манганита и биксбиита. Нсутит отмечен в качестве второстепенной составной части кремнистых руд в подошве рудного тела, а литиофорит встречается в выветрелых обнажениях латеритового профиля в кровле рудного тела, а также в марганцевых гальках в почве.

Криптомелан, богатый щелочами член псиломелановой группы, хорошо различим в штуфах невооруженным глазом по его стально-серой окраске, полуметаллическому блеску и твердости (как правило, больше 5). Пиролюзит может быть крупнокристаллическим с серебристым оттенком или мягким тонкозернистым тусклым темно-серым пачкающим минералом.

Генезис

Морское осадочное происхождение марганцевого месторождения Грут-Айленд подтверждается присутствием морских фораминифер в отложениях, залегающих как ниже, так и выше рудного тела, а также в самой руде [5]. Существуют также региональные доказательства крупной нижнемеловой трансгрессии моря в северной Австралии, в ходе которой на полуострове Арнемленд были отложены осадки на высоте до 150 м выше современного уровня моря.

Кретов [3] показал, что марганец может осаждаться в виде гидроокислов из морской воды, pH которой превышает 8,4. Крупные скопления водорослей могут способствовать увеличению pH до 9,7 вследствие процесса фотосинтеза, а защищенные воды являются благоприятной средой для возникновения таких скоплений.

Имеются данные, указывающие, что на ранней стадии нижнемеловой морской трансгрессии на западном побережье острова Грут-Айленд существовали идеальные условия для отложения марганца. Песчаниковые гребни, образующие в настоящее время выступы, а также приливно-отливные бары и косы отчленили от главной части залива ряд защищенных бассейнов, в которых могли происходить аккумуляция и осаждение марганца.

Поскольку на острове Грут-Айленд отсутствуют домеловые марганецсодержащие породы, предполагаемый источник марганца должен был располагаться на востоке полуострова Арнемленд. В качестве возможных источников марганца можно отметить следующие породы:

1) архейские — нижнепротерозойские основные изверженные породы и верхнепротерозойские долериты;

2) маломощные марганецсодержащие слои в нижнепротерозойской группе Мак-Артур, которая включает доломиты, алевролиты, песчаники и кремнистые сланцы;

3) метаморфиты Гриндолл, которые обнажаются на островах, расположенных к северо-западу от острова Грут-Айленд.

Наиболее ранними марганецсодержащими породами на острове Грут-Айленд, относящимися к слоям Маллмен, являются мергели, содержащие до 20% родохрозита и 1% пирита. Как показали результаты бурения, в южной части месторождения они залегают стратиграфически ниже окисленных марганцевых руд. С поднятием уровня моря условия изменились на окислительные и началось отложение окиси марганца вместе с глиной, поступавшей, возможно, с материка, и в отдельных участках вместе с песком. На начальной стадии происходило также накопление железа, количество которого, однако, вскоре уменьшилось.

Общая конфигурация рудного тела показывает, что бесструктурные и сцементированные пизолитовые руды встречаются вблизи, а также к западу от выходов песчаников и вдоль границ бассейна (рис. 3), а рыхлые пизолиты скапливались в бассейнах к востоку от коренных выходов песчаников, по-видимому, в спокойной обстановке. Сцементированные пизолитовые руды могли образоваться в результате ремобилизации марганца во время переработки рыхлых пизолитов; наличие остаточной пизолитовой структуры в бесструктурных рудах указывает, что эти два типа руды могли сформироваться путем ремобилизации марганца при диагенезе. Бесструктурные руды могли также образоваться из марганецсодержащих илов, тогда как менее распространенные конкреционные руды кристаллизовались из коллоидальных гелей. Осаждение марганца на кварцевых песках или одновременно с ними дало кремнистый и песчанистый типы руд. Конгломератовая фация, очевидно, образовалась в результате вторичной переработки.

Отложение марганца, по-видимому, прекратилось в связи с дальнейшим поднятием уровня моря, которое могло затопить породы, явившиеся источниками марганца, и в то же время открыть для вод залива доступ к западному побережью острова Грут-Айленд и затопить кварцитовые хребты, тем самым прекратив существование замкнутых бассейнов осадконакопления.

Список литературы

1. *Brown H. Y. L.*, Geological reconnaissance from Van Diemen Gulf to the McArthur River by the Government Geologist, 1907, S. Aust. Part. Pap., No. 25, 1908.
2. *Crohn P. W.*, Preliminary report on Manganese deposits, Groote Eylandt, Northern Territory, Rec. Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., 1962/26, 1962.
3. *Кретов Б. П.*, К вопросу о генезисе морских месторождений марганца, ДАН СССР, 77, № 1, 93—95, 1951.
4. *Plumb K. A., Roberts H. G.*, Blud Mud Bay/Port Langdon, N. T.—1 : 250 000 Geol. Series, Explan. Notes, Bur. Miner. Resour. Geol. Geophys. Aust., SD/53-7/8, 1965.
5. *Smith W. C., Gebert H. W.*, Manganese at Groote Eylandt, Australia, Mining & Petroleum Geology, Ninth Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, 1969, 585—604, 1969.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ВОЛЬФРАМА

Кинг-Айленд

М. Даниельсон

Общие сведения

Остров Кинг (40° ю. ш., 144° в. д.) находится приблизительно в 240 км к югу от Мельбурна, в западной части Бассова пролива. Остров, вытянутый в меридиональном направлении на 64 км и имеющий максимальную ширину 25 км, характеризуется мягким холмистым рельефом с максимальным превышением над уровнем моря 170 м. Невозделанная поверхность острова покрыта плотной устойчивой солевой коркой. Среднегодовое количество осадков составляет 112 см.

Шеелитовые рудные тела расположены в юго-восточной части острова. Это стратиформные залежи, падающие на юг и содержащие рудные горизонты мощностью от 5 до 40 м. В районе Грасси, непосредственно у северного контакта с гранодиоритами, расположены два смежных рудных тела, имеющие общую протяженность 900 м,— рудное тело № 1, разрабатываемое в настоящее время открытым способом, и рудное тело Долфин. Самым маленьким является рудное тело Болд-Хед, расположенное в центральной части острова, близ южного контакта с адамеллитами, в 3 км к северу от открытых разработок.

Впервые шеелит был обнаружен на острове Т. Фарреллом в 1911 г., и вскоре после этого началась его добыча, которая продолжалась с перерывами до 1920 г. В 1937 г. работы возобновились и получили широкое развитие во время второй мировой войны благодаря финансированию со стороны Британского Содружества Наций. В начале 50-х годов рудник процветал из-за высоких цен на вольфрам, но с падением цен на этот металл в 1958 г. добыча была приостановлена. Она была возобновлена в начале 1960 г. и продолжается до настоящего времени. В 1969 г. компания King Island Scheelite Ltd. вошла в состав объединенных компаний Peko Wallsend.

Общая добыча из открытого карьера с начала его разработки до середины 1972 г. составила 5 670 000 т руды со средним содержанием окиси вольфрама 0,53%. За это время было удалено 19 877 000 т вскрыши. Запасы месторождения оценены в 7 млн. т со средним содержанием окиси вольфрама 0,75%.

Региональная геология

Древнейшей на острове является мощная толща (>6000 м) кварцитов и кварц-мусковитовых сланцев, развитая на западном побережье. Она имеет однородное северное простирание и западное падение и залегает на гранитном основании, датируемом 715 млн. лет [6]. Эти породы отделены главным несогласием от более молодой толщи (>7000 м) алевролитов, сланцев, песчаников и аргиллитов, имеющей предположительно докембрийский возраст

M. J. Danielson, Mine Geologist, Geopeko Ltd. Публикуется с разрешения компании Board of Peko Wallsend Ltd.

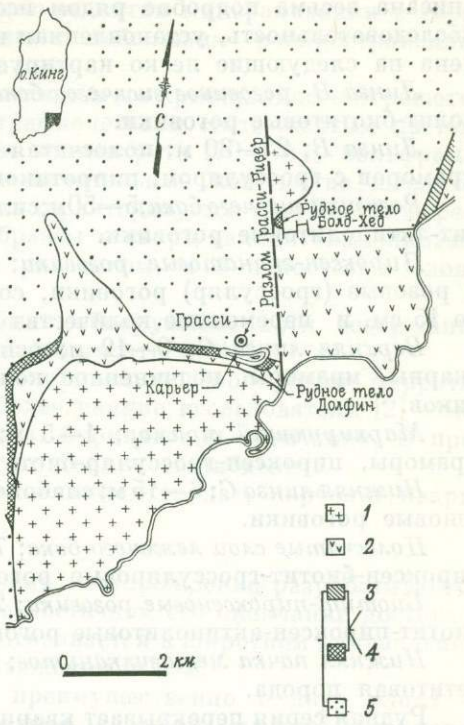


Рис. 1. Геология юго-восточной части острова Кинг.

Нижний карбон: 1 — гранодиориты и адамеллиты; *Средний (?) кембрий: 2* — вулканиты (агломераты, пикриты, базальты, туфы и спилиты); *верхний протерозой — нижний кембрий*, группа Грасси: *3* — неметаморфизованные сланцы, аспидные сланцы, тиллиты (?), доломиты и габбро, *4* — рудная серия, контактово-метаморфизованные и метасоматически измененные осадки; *5* — толща песчаников и алевролитов.

[9] и развитой в восточной части острова. Породы этой толщи имеют северное простирание и преобладающее восточное падение.

Толща песчаников — алевролитов несогласно перекрыта маломощной (приблизительно 200 м) толщей доломитовых алевролитов, сланцев и тиллитов (?) (группа Грасси), хорошо обнаженной на юго-восточном берегу. Эквивалентом этой группы по простиранию является толща карбонатных и пелитовых осадков, претерпевших контактовый метаморфизм и метасоматоз и известных под местным названием рудной серии. Эта серия, вероятно, коррелируется с кембрийской или позднепротерозойской группой Карбайн, обнажающейся близ Дандаса, и доломитами Смитсон и Джейн [7] в Тасмании. Группа Грасси перекрыта толщей ($>$ 2500 м) пикритовых и спилитовых лав, туфов и агломератов (рис. 1).

Осадки восточного побережья в девоне или раннем карбоне были интрудированы тремя гранитными штоками: гранодиоритами близ Грасси, адамеллитами Болд-Хед на юго-востоке острова и гранитами Маунт-Каунсел на севе ровостоке. Предполагают связь гранитов с оловоносными и вольфрамоносными гранитами районов Аберфойл и Стори-Крик в Тасмании.

Основная минерализация представлена шеелитовыми месторождениями, но в некоторых районах небольшие количества олова, золота, серебра, свинца и цинка добываются из кварцевых жил. На восточном побережье в настоящее время разрабатываются небольшие россыпные месторождения рутила и монацита.

Стратиграфия

Породы рудной серии, к которой приурочены шеелитовые месторождения, представлены толщей контактово-метаморфизованных и метасоматически измененных осадочных пород мощностью 150—200 и, несогласно перекрытых толщей метавулканитов, мощность которой неизвестна. Петрология пород

описана весьма подробно рядом исследователей [3, 2]. Стратиграфическая последовательность, установленная ими, пересмотрена; рудная толща разделена на следующие легко картируемые зоны (сверху вниз):

Линза В роговиков висячего бока; 10—20 м; сильно трещиноватые актинолит-биотитовые роговики.

Линза В; 25—30 м; полосчатая толща биотит-пироксеновых роговиков, мраморов с гроссуляром, пирротином и переменными количествами шеелита.

Роговики висячего бока;5—50м;сильно трещиноватые пурпурно-черные биотит-актинолитовые роговики.

Пироксен-гранатовые роговики; 2—15 м; пятнисто-зеленые (диопсид) и розовые (гроссуляр) роговики, содержащие овоиды кальцита диаметром до 15 см, и переменные количества шеелита.

Верхняя линза С; 0—12 м; основной рудный горизонт; андрадитовые скарны, мраморы, подчиненное количество пироксен-гроссуляровых роговиков.

Маркирующий мрамор; 1—5 м; пустые или слабо минерализованные мраморы, пироксен-гроссуляр-биотитовые роговики.

Нижняя линза С; 6—15 м; слабополосчатые андрадитовые скарны и пироксеновые роговики.

Полосчатые слои лежачего бока; 7—30 м; полосчатые (1—5 см) мраморы, пироксен-биотит-гроссуляровые роговики; местами шеелит.

Биотит-пироксеновые роговики; 20—30 м; тонкополосчатые (0,5—1,0 см) биотит-пироксен-актинолитовые роговики.

Нижняя пачка метавулканитов; 5—8 м; тремолит-флогопит-хлорит-магнетитовая порода.

Рудная серия перекрывает кварциты неопределенной мощности, которые интерпретируются как эквиваленты толщи песчаников и алевролитов, претерпевшие контактовый метаморфизм.

Стратиграфия рудных тел № 1 и Долфин одинаковая и, по существу, такая же, как и месторождения Болд-Хед. Небольшие отличия в стратиграфии месторождения Болд-Хед заключаются в наличии горизонта метавулканитов мощностью 15—40 м, непосредственно перекрывающего мраморы линзы В, увеличении до 50—100 м мощности роговиков висячего бока линзы В и присутствии в пределах толщи удлиненной линзы стилолитовых известняков мощностью приблизительно 20 м. У контактов эта линза замещена пироксен-андрадитовыми скарнами и известна как линза А.

Минерализация

Рудные тела распространены в скарновых породах, образовавшихся при селективном метасоматическом замещении известняков. Шеелит встречается в виде тонко рассеянных зерен (средний размер 0,05—0,2 мм) внутри и вдоль контакта зерен андрадитового граната со скарновой породой. Местами зерна шеелита располагаются на контакте кристаллов граната и кальцита, но исключительно редко вкраплены в кальцит. Обычно они полностью включены в в кварц. Кроме того, шеелит встречается в виде крупных зерен размером до 2,0—5,0 см, приуроченных к плоскостям трещиноватости в кварце, выполняющем трещины растяжения, и иногда в кварц-кальцитовых линзах в пироксен-гранатовых роговиках.

Минерализация в верхней линзе С распределена достаточно равномерно, и степень ее увеличивается с увеличением размера зерен андрадитового граната. В нижней линзе С и полосчатых пачках лежачего бока шеелит концентрируется вдоль плоскостей слоистости и приурочен к горизонтам мраморов, в то время как силикатные роговики (биотит-пироксен-гроссуляровые роговики) не содержат его. Как правило, минерализованы только кровля и подо-

шва слоя мраморов, что свидетельствует о развитии минерализации в горизонтальном направлении и по падению с небольшим распространением поперек слоистости.

Большая часть шеелита из-за присутствия в его кристаллической решетке иона молибдена флюоресцирует в ультрафиолетовом свете желтым цветом. Содержание молибдена в вольфрамовом концентрате (70—75% вольфрама) составляет 2,0—2,5%. Встречаются незначительные количества шеелита, не содержащего молибдена; такой шеелит характеризуется голубой флюоресценцией. Он распространен главным образом в кварц-кальцитовых линзах, приуроченных к пироксен-гранатовым роговикам, и в полосчатых слоях лежачего бока.

Вольфрамита и касситерита не было обнаружено, хотя содержание олова в шеелитовом концентрате может достигать 0,01%.

Сульфиды представлены в основном пиритом, арсенопиритом, пирротином, халькопиритом и молибденитом; более ранние исследователи [2] отмечали также находки сфалерита, галенита, бурнонита и висмутина. В промышленных концентрациях присутствует только молибденит.

Основными жильными минералами являются гранат, карбонат, кварц, апатит, пирит и пирротин.

Рудное тело Ю 1. В настоящее время месторождение разрабатывается открытым способом; глубина карьера на восточном его окончании достигает 54 м ниже уровня моря. Рудное тело протягивается в широтном направлении и на уровне 36 м разработано на протяжении 500 м.

Промышленные руды содержатся преимущественно в двух слоях — верхней и нижней линзах С; меньшие количества добыты из пироксен-гранатовых роговиков и полосчатых слоев лежачего бока. Максимальная минерализация с нередким содержанием более 1% окиси вольфрама приурочена к верхней линзе С. Средняя мощность этого слоя в восточном конце карьера составляет 12 м; она уменьшается с уменьшением степени обогащенности вниз по падению по направлению к гранодиоритам и в западном направлении, где слой обычно представлен незамещенными блоками мрамора. Нижняя линза С менее богата, но, как правило, к ней приурочена основная часть минерализации, особенно на западе.

В центральной и западной частях карьера блок рудосодержащих скарнов сброшен на 35 м в сторону лежачего бока. Блок ограничен с севера и юга двумя субпараллельными разломами, которые сходятся на глубине, образуя так называемый выклинивающийся блок.

Простирание слоев постоянно и составляет В 90° с отклонением к СВ 50°; падение на юг под углом от 30 до 60° (рис. 2, 3). Разломы проявлены достаточно широко, хотя относительное смещение по ним обычно не превышает 10 м. Существуют как дорудные, так и послерудные разломы.

Аплиты, пегматиты и лампрофиры рассматриваются в качестве послерудных пород.

Рудное тело Долфин. Согласно прежним представлениям [4], на востоке минерализация ограничена разломом № 3. Однако результаты недавно проведенного бурения показали, что рудные горизонты погружаются на юго-восток под уровень моря. Эта минерализация и формирует рудное тело Долфин.

Интерпретация структуры основана на ограниченном объеме буровых данных. Месторождение представляет собой восточное продолжение рудного тела № 1; предполагается, что оно приурочено к шарниру антиклинали, погружающейся на юго-восток и срезаемой несколькими разломами северо-западного простирания. На севере рудное тело ограничивается разломом, который, возможно, является смещенным на восток продолжением разлома

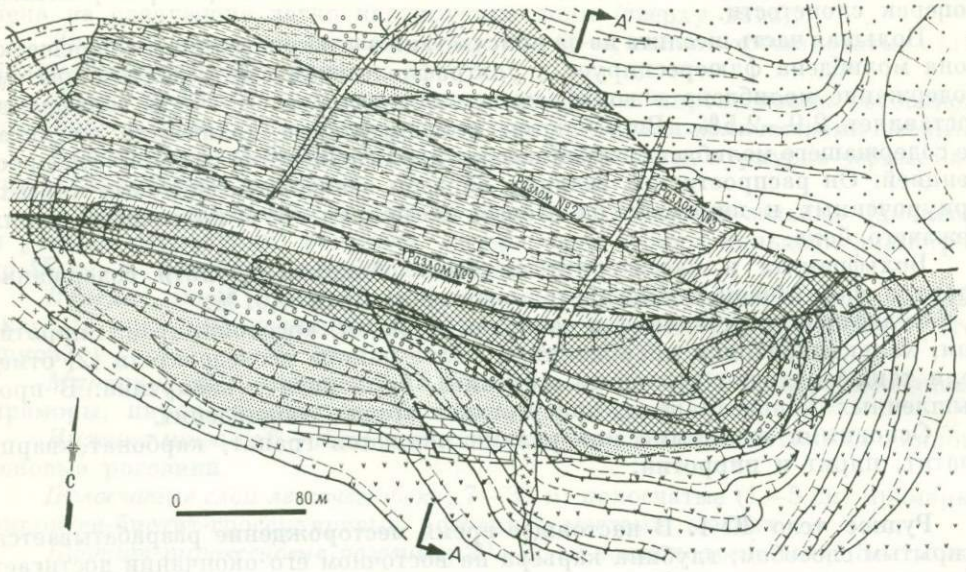


Рис. 2. Геологическая карта карьера.
Условные обозначения см. на рис. 3.

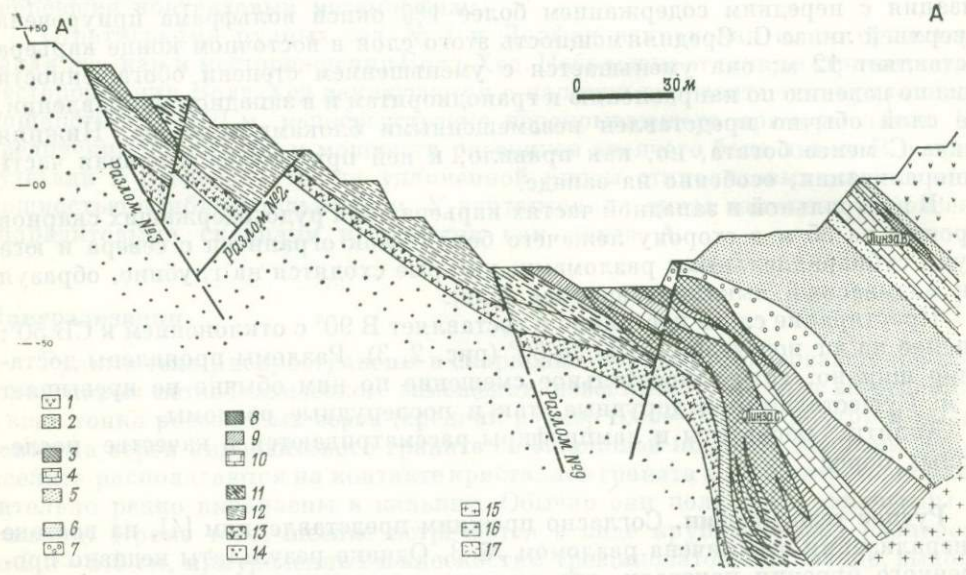


Рис. 3. Разрез через рудное тело № 1, если смотреть с востока (AA').

1 — верхние метавулканиты; *2* — линза В роговиков висячего бока; *линза В*: *3* — скарны с рудой, *4* — мраморы, *5* — полосчатые роговики; *6* — роговики висячего бока, *7* — пироксен-гранатовые роговики; *линза С*: *8* — скарны с рудой (верхняя и нижняя линзы), *9* — скарны с подчиненными рудными концентрациями, *10* — маркирующий мрамор; *11* — полосчатые слои лежачего бока; *12* — биотит-пироксеновые роговики; *13* — нижние метавулканиты; *14* — кварциты; *15* — гранодиориты; *16* — аплиты; *17* — дайка лампрофиров.

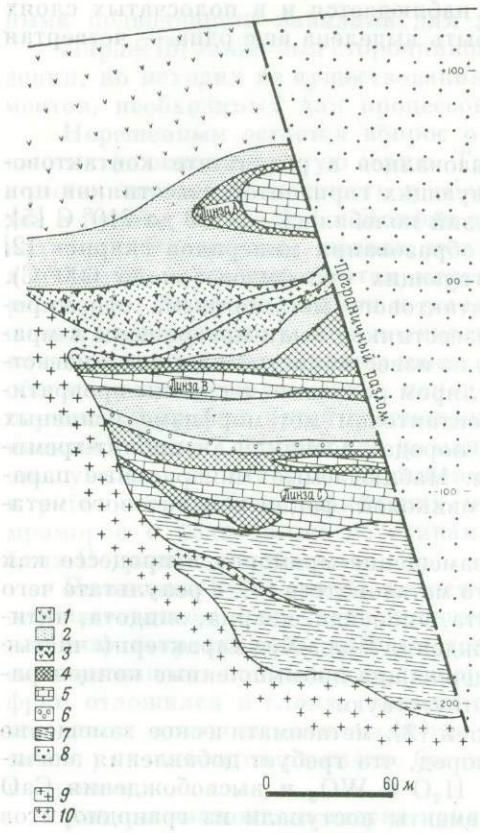


Рис. 4. Типичный разрез через контактовый ореол рудной залежи Болд-Хед, если смотреть с севера.

1 — верхние метавулканиты; *2* — биотитовые роговики; *3* — нижние метавулканиты; *4* — скарны с рудой; *5* — мраморы; *6* — пироксен-гранатовые роговики; *7* — полосчатые слои лежачего бока; *8* — кварциты; *9* — адамеллиты; *10* — аплиты.

№ 3, а на востоке — разломом Грасси-Ривер. В южном направлении, в сторону гранодиоритов, рудные слои выклиниваются с одновременным уменьшением содержания шеелита.

Рудное тело Долфин характеризуется более богатыми рудами, чем рудные тела № 1 и Болд-Хед.

Рудное тело Болд-Хед. В начале 1968 г. в результате геохимического опробования горизонта С вдоль южного контакта с адамеллитами в районе Болд-Хед было оконтурено несколько участков с богатой вольфрамовой минерализацией; последующее бурение выявило наличие значительных рудных запасов. Два из трех главных рудных горизонтов обнажены лишь частично, и в ряде участков рудная серия несогласно перекрыта метавулканитами. Поверхностные выходы рудных тел отсутствуют.

Вмещающие породы простираются на восток-северо-восток и падают на юг под углом 15°. На севере и западе слои срезаны адамеллитами, а на востоке — Пограничным разломом, по которому выведены кварциты толщи песчаников и алевролитов (рис. 4). Вмещающие породы к югу, по-видимому, выклиниваются.

Несмотря на то что линзы пространственно разобщены, во всех трех линзах наблюдается почти одинаковое содержание руды, что предполагает близкие условия отложения и общий источник минерализующих растворов. Намечается тенденция, особенно для центральной линзы, к увеличению мощности и степени обогащенности в направлении к Пограничному разлому, который, возможно, служил рудоподводящим каналом.

Минерализация различной степени наблюдается и в полосчатых слоях лежачего бока, так что местами может быть выделена еще одна — четвертая рудная линза.

Метаморфизм и метасоматоз

Считается, что месторождения образовались в результате контактово-метасоматического замещения соответствующих горизонтов известняков при внедрении гранитов. Температура интрузий колебалась от 400 до 710° С [5]; эти данные основаны на температурах образования минералов скарнов [2] и температурах несмесимости присутствующих сульфидов (около 600° С).

В результате сопутствующего контактового метаморфизма сформировались разнообразные роговики. Слои известняков были превращены в мраморы, сланцы — в биотитовые роговики, из известковистых сланцев и известняков образовались обогащенные гроссуляром роговики, а сланцы превратились в диопсидовые роговики. При контактовом метаморфизме основных лав и пирокластов в метавулканических породах возникли актинолит-тремолит-форстерит-шпинелевые парагенезисы. Наблюдаемые минеральные парагенезисы отвечают роговообманково-роговиковой фации контактового метаморфизма [10].

Затем следовало метасоматическое замещение мраморов в процессе как диффузионного, так и инфильтрационного метасоматоза [5], в результате чего возникли скарны, состоящие из андрадита, диопсида, кварца, эпидота, актинолита, цоизита и шеелита. Для месторождения Болд-Хед характерны чистые крупнозернистые салитовые породы, содержащие промышленные концентрации шеелита, однако в карьере они отсутствуют.

По мнению некоторых исследователей [2], метасоматическое замещение осуществлялось без изменения объема пород, что требует добавления значительных количеств SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, H_2O и WO_3 и высвобождения CaO и CO_2. По их мнению, необходимые элементы поступали из гранодиоритов Грасси. Как показал Лардж [5], большая часть SiO_2 могла поступать из интрузии адамеллитов, а Fe_2O_3 и Al_2O_3 — из вмещающих пелитовых роговиков при их изменении, проявляющемся в переходе биотит-кварцевых и биотит-актинолит-кварцевых роговиков в пироксен-кварцевую ассоциацию. Необходимая для образования диопсида CaO могла поступать за счет мраморов при процессах замещения. Освобождающийся CO_2 по расколам и трещинам мог улетучиваться в атмосферу. По мнению Ранкамы, освобождающиеся CaO и CO_2 могли способствовать путем диффузии образованию кальцитовых линз в перекрывающих пироксен-гранатовых роговиках. Предыдущие исследователи [2, 5] интерпретировали эту толщу как метаморфизованный эквивалент тиллитов (?), обнажающихся на юго-восточном побережье.

Генезис

Большинство предыдущих исследователей рассматривали генезис шеелитовых месторождений острова Кинг как результат метасоматического замещения соответствующих горизонтов доломитовых известняков при внедрении гранитов. Ряд исследователей [3, 2] отдавали предпочтение миграции минерализующих растворов вверх по восстанию от интрузии и извлечению окиси вольфрама из этих растворов реакционноспособными мраморами. Оставшиеся минерализованные растворы просачивались по трещинам в окружающие пелитовые роговики, и отложение остаточных шеелита, молибденита и второстепенных сульфидов происходило в зонах трещиноватости и сколов по всей толще. Между контактовым метаморфизмом и метасоматозом должен был пройти определенный промежуток времени, необходимый для охлаждения и образования многочисленных трещин растяжения, служивших актив-

ными подводящими каналами для минерализованных растворов.

Лардж [5] также был сторонником гипотезы метасоматического происхождения, но исходил из существования иного, а не гранитного источника элементов, необходимых для процессов замещения.

Нерешенным остается вопрос о характере проникновения минерализованных флюидов в рудную серию. Трудно говорить о миграции вверх по восстанию, поскольку мощность и обогащенность минерализованных горизонтов в рудных телах № 1 и Долфин уменьшаются вниз по падению в сторону интрузии. Это явление, правда, могло быть следствием растворимости окиси вольфрама, а не результатом направленности движения минерализующих растворов. Аплитовые дайки и зоны многочисленных второстепенных нарушений, содержащие малое количество шеелита, не могут рассматриваться как главные рудоподводящие каналы, поскольку с ними не связана степень обогащенности окружающих пород рудной серии. В качестве возможных первичных рудных путей рассматриваются разломы Грасси-Ривер и Пограничный у Болд-Хеда, так как по направлению к ним наблюдается значительное увеличение степени обогащенности. Это согласуется с нахождением в районе Болд-Хеда нескольких второстепенных линз руды на контакте мраморов с пелитовыми роговиками; такие линзы четко прослеживаются близ Пограничного разлома.

По мнению Берчарда [1], полосчатая природа скоплений шеелита является доказательством осадочного происхождения и не связана с диффузионным или инфильтрационным матасоматозом. Этот автор считает, что вулканическая активность происходила одновременно с осадконакоплением и что вольфрам отложился в слоях, возможно, туфогенного происхождения. Доказательством этому служат наличие реликтовых структур и обогащенность некоторых шеелитов из слоев, богатых клинопироксеном, титаном, никелем и хромом.

Авторы настоящего очерка придерживаются той точки зрения, что минерализация произошла в результате инфильтрационного и диффузионного метасоматического замещения прослоев известняков; растворы проникали в рудную серию по главному нарушению, а затем вся толща подверглась послерудной деформации и воздействию поздних стадий интрузивной деятельности.

Список литературы

1. *Burchard U.*, Geologische Untersuchungen zur Genese der Scheelitlagerstatte King Island, Tasmania, Ph. D. Thesis, Univ. of Munich, 1972.
2. *Edwards A. B., Baker G., Callow K. J.*, Metamorphism and metasomatism at King Island Scheelite Mine, J. geol. Soc. Aust., 3, 55—98, 1956.
3. *Knight C. L., Nye P. B.*, The King Island Scheelite Mine, in Geology of Australian Ore Deposits, Ed. A. B. Edwards, 1222—1232, 1953, 5th Empire Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1953.
4. *Knight C. L., Nye P. B.*, revised by Staff of King Island Scheelite, 1947, Ltd., Scheelite Deposit of King Island, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 515—517, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
5. *Large R. R.*, Metasomatism and scheelite mineralization at Bold Head, King Island, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 238, 31—45, 1971.
6. *McDougall I., Leggo P. J.*, Isotopic age determinations on granitic rocks from Tasmania, J. geol. Soc. Aust., **12**, 295—333, 1965.
7. *Solomon M.*, Geology and mineralization of Tasmania, in Geology of Australian Ore Deposits, ed. J. McAndrew, 464—477, 8th Commonwealth Mining and Metallurgical Congress, Melbourne, 1965.
8. *Solomon M.*, The nature and possible origin of the pillow lavas and hyaloclastite breccias of King Island, Australia, Q. II. geol. Soc. Lond., **124**, 153—169, 1969.
9. *Solomon M.*, Metallogenic provinces in the Tasman orogenic zone, Proc. Australas. Inst. Min. Metall., No. 242, 9—24, 1972.
10. *Spry A. H.*, The Precambrian rocks, The geology of Tasmania, J. geol. Soc. Aust., 9(2), 107—126, 1962.
11. *Winkler H. G. G.*, Petrogenesis of Metamorphic Rocks, Berlin, Springer-Verlag, 1967.

Предметный указатель

Агнью, антиклиналь 234
Аделаида, геосинклиналь 24, 102, 316, 321
— серия 523
— система 315, 388
Азуаит, месторождение 372
Айзр, рудное тело 263
Айза-Майн, месторождение 261-291
Айрон-Барк, разлом 569
Айрон-Барон, месторождение 80, 81, 84, 86—88
Айрон-Дачесс, месторождение 80, 81, 87
Айрон-Дьюк, месторождение 80—83, 85—88
Айрон-Куин, месторождение 80, 81, 88
Айрон-Монарк, месторождение 80, 81, 84, 85, 88
Айрон-Найт, месторождение 81, 84, 87
Айрон-Ноб, месторождение 80, 81, 85
Айрон-Принс, месторождение 80—82, 84—86
Айрон-Рейндж, месторождение 23
Айрон-Уорриор, месторождение 81
Айрон-Чифтейн, месторождение 81, 84
Алтон, месторождение 28
Альгома, тип оруденения 102
Амадиес, бассейн 24, 28
Амбунти, формация 448, 449
Амелия, доломит 360
Амфитеатр, группа 416, 418—420
— купол 422
Анаки, поднятие 25, 27
Андалья, кварциты 389
Аппер-Ок-Ивайи, аномалия 454
Аргилла, формация 262
Армчер, месторождение 524, 525
Арнемленд, комплекс 628
Арнхем, блок 19, 23
— комплекс 15
Артур, линеамент 95, 96, 99, 102
Аруна, месторождение 315—322
Арунта, блок 19, 21, 23
— комплекс 23
Асаи, сланцы 254, 255, 257
Ауре, трог 30

Бадплаас, коматиты 162
Баллаллаба, разлом 334
Балларат, трог 25, 26
Баллард, разлом 569
Балмат-Эдуардс, месторождение 310
Банбери, базальты 606, 610
Бангалбин, месторождение 35
Бангемалл, бассейн 24, 27
Баниэру, формация 316, 318
Барбара, месторождение 545, 549
Барни-Крик, формация 360—362
Барра, группа 389
— месторождение 387—393
Баррабанги, рудник 418, 429
Барроу-Айленд, месторождение 9
— нефтеносные залежи 29
Бассендиан, ископаемый пляж 604, 605, 608
— молодой берег 603, 607, 620
— пески 605, 620
Бассет — Федерал, разлом 470, 471
Басс-Стрейт, месторождение 9
Батлер, залежь 478
Баунинг, орогенез 26, 333, 335
Беверли, месторождение 534-540
Бейлис, месторождение 544, 545, 547
Бейсмент, блок 273
Беллари, антиклиналь 71
Беллвью, месторождение 545, 549
Белтана, месторождение 315—322
Бенамбра, орогенез 26, 333, 335
Бербанкс, рудный центр 547
Бердекин, бассейн 25, 27
— зона разломов 251
Бердекин-Ривер, разлом 244
Берни, формация 95
Бертдей, месторождение 545, 547
Бетено, рудник 221, 224
Биг-Белл, месторождение 542, 543, 552
Биг-Лоуд, тело 428
Бишиван, андезитовые брекчии 437
Бисмарк, интрузивный комплекс 255
Биуро, гранодиориты 435, 436, 438, 441, 446
Бичуэрт, рудник 418
Блафф, брекчиевая трубка 373, 377
Блоу, рудное тело 394, 400, 403—405, 411—413
Блэк-Рейндж, месторождение 545, 546
Блэк-Флаг, слои 550
Бойлер-Галли, девонский комплекс 244, 245
— ультрабазиты 251
Бойянап, месторождение 605, 608—611
Болд-Хед, адамеллиты 637
— месторождение 636-638, 641—643
Бонапарт, бассейн 28
Бонгаралаби, синклиналь 346
Боннивейл, месторождение 545, 548
Боулдер, разлом 543
Боулдеркомб, комплекс 565
Боулдер-Крик, верхнедевонская толща 565
Боуэн, бассейн 565
Боуэн — Сурат, бассейн 28

Бохинья, залежь 372
Бредшоу, граниты 112
Бреснаан, группа 47
Брикавей, сланцы 264—268, 288
Брисбен, метаморфический комплекс 27
Бритиш, зона разломов 295, 306, 311
Брокен-Ривер, бассейн 244
— прогиб 25, 27
Брокен-Хилл, месторождение 22, 293—313, 418, 534
Брокмен, железорудная формация 36, 47, 50, 54—56, 58, 59, 61—64, 68, 70—73, 75—77
— месторождение 53—59
— синклиналь 53, 55
Бруно, пласт 47
Бугенвиль, группа 434
Булбурра, депрессия 361, 362
Булгида, железорудная формация 62
Булфинч, месторождение 542, 543, 552
Бунди, зона разломов 254, 255, 257
Бурк-Стрит, минерализация 303
Буханс, месторождение 331

Вайоминг, месторождение 537
Вартаканская складчатость 83
Вассе, эстуарий 605
Вау — Булоло, золоторудный пояс 30
Верхний Миддлбэк, пачка джеспилитов 82, 83
Викториес, месторождение 545, 549
Висмут, пегматит 474—476
Вогелкоп, блок 28
Восточно-Австралийская рутиловая провинция 582
Вуд-Дак, рудное тело 418, 421
Вудлон, месторождение 26, 344—358
— синклиналь 346, 347, 352
Вуламер, слои 255
Вулиньер, группа 550

Галлоуэй, вулканиты 527, 528
Ганнаудер-Крик, формация 379—383, 385, 386
Гекоу, месторождение 556, 558
Генри, залежь 461, 463, 464, 466
— линза 465
Геркулес, месторождение 324, 398
Гиббс, рудная залежь 156
Гилберт-Ривер, формация 529
Гипсленд, бассейн 28
Гифт, месторождение 547
Гладсом, месторождение 545, 548
Гладстон, рудник 415, 417, 418, 422, 428
— шток 429
Глоуб-Воксхолл, зона смятия 306, 313
Гов, месторождение 112—117, 627
Гогано, надвиговая зона 27
Голден-Крик, «кратер» 574
Голден-Майл, жила 541, 574
— месторождение 543—545, 550
— разломные структуры 575
— толеитовые долериты 544, 550, 580
Голден-Плато, жила 574, 581
— месторождение 574—581
— система 580
— тип рудных столбов 575, 576
Голден-Ридж, месторождение 544, 545, 549, 574
Голд-Крик, вулканиты 373—375, 377
Голдсуорси, рудник 35
Голер, блок 21, 22
Голконда, разлом 574, 575, 577, 579, 580
Гордж-Крик, система сбросов 262
Гордон, известняки 396, 398, 400, 403, 404, 412
Гоулер-Рейндж, вулканическая толща 83
— вулканогенные породы 81
Гранитс — Танами, блок 20
Грасси, гранодиориты 642
— группа 637
Грасси-Ривер, разлом 637, 641, 643
Грей-Крик, девонский комплекс 244, 245
Грейсмиер, антиклиналь 565
Грейт-Истерн, месторождение 545, 547
Грейт-Кобар, рудник 415, 417—422, 428, 429
— сланцы 418, 419, 421
Грейт-Лайелл, разлом 398, 403
Грейт-Фингалл, месторождение 543, 545, 551
Гринвейл, месторождение 27, 243-252
— никелевые латериты 243
— серпентинитовое тело 245, 247
Гриндолл, метаморфиты 634
Грут-Айленд, месторождение 8, 28, 627—635
— слои 629
— среднепротерозойские образования 628
Гудпарла, группа 500, 521
Гэмптон-Плейнс, месторождение 544, 549

Давенпорт, геосинклиналь 21
Дайдо, гранодиориты 245
Даэйл, трог 95, 96
Далкот, кварциты 469—471
Дандас, группа 460, 469
— трог 25, 95, 96, 398
Дансбораф, разлом 605
Дапвилл, рудник 418, 421, 422, 428
— шток 429
Дарвин, кератофиры 396
— рудная залежь 161
Даркин, рудная залежь 157, 159, 163, 164, 166, 169, 172, 175, 180
— рудное тело 165
— рудные штоки 156
Дарлинг, линеамент 313
— разлом 134, 135, 143
— уступ 136, 139, 142, 604, 606—608
Дарлинг-Рейндж, бокситы 134—136, 138—140, 142, 147
— месторождение 134—141
Де-Бавей, зона разломов 295, 305, 306
Дей-Даун, месторождение 542, 543, 551
Дейлс-Гордж, пачка 36, 40, 41, 47—49, 52, 54, 56—59, 61, 63—66, 68, 70—77
Денисон, блок 21
Джейн, доломиты 637
Джеллатли, рудная залежь 156
Джиблин, жила 473
Джимберлана, интрузив 154
Джим-Джим, граниты 500
Джимлет, месторождение 545, 549
Джирилембон, группа 416, 418, 419

Джирина, формация 47, 48, 50, 64, 72
Джорджина, бассейн 9, 24
Джорджтаун, блок 21, 27
— выступ 23
— комплекс 15
— эрозионное окно 244
Джоффр, пачка 36, 48, 52, 54, 56—59, 61, 63, 64, 70—72, 74, 75, 77
Джуан, рудная залежь 157, 164, 166, 175
— рудный шток 156
Джудин, слои 263
Джукс, брекчия 324
— конгломераты 400
— несогласие 403
— орогенез 26, 325
— формация 396—398, 402, 403, 408, 409
Джуни, группа 396
Джуно, месторождение 556, 558—560, 562
— толща 556
Джуно-Майн, месторождение 556—563
Ди, вулканиты 565, 566
Долфин, рудное тело 636-639, 641, 643
Дорди, месторождение 154

Заму, комплекс 500, 519—521

Ида Н, месторождение 545, 548
Ипелли, долериты 513, 514
Ипсуич (Мортон-Кларенс), месторождение 28
Истери-Крик, вулканиты 262—264, 268, 272, 273, 275, 280, 282, 290, 378—380, 387
Ист-Кобар, рудник 418
Ист-Мерчисон, золотоносное поле 219

Йилгарн, блок 15, 22, 34, 38, 39, 153, 196, 233, 234, 541—543
Йогенап, залежи 603, 605, 608, 624
— месторождение 603—605, 607—610, 612, 614, 624
Йогенап-Экстендид, месторождение 606, 608—611, 613—615
Йоламби, конгломерат 565

Каверонг, кварцевые диориты 435, 437, 438, 440, 442, 443, 445, 446
Каджен, рудное тело 589, 590
Кайл-Мор, гранодиорит 566
Калгурли, жила 541
— рудный центр 35, 143, 153—155, 160, 161, 163, 181, 186, 196, 219, 232, 234, 531, 542—544, 547, 550—553, 594
Калкадун, батолит 262
— граниты 263, 264
Камбалда, купол 154, 155
— месторождение 153—184, 186, 195, 213
Камбун, андезит 575
Канимблан, граниты 26
Канменту, пояс 24, 25
Каннинг, бассейн 24
Каноуна, месторождение 544, 548
Капелла-Крик, слои 565, 566
Каптинс-Флат, месторождение 26, 310, 331, 333—344, 357
— формация 334, 335, 342
Карбайн, группа 469, 637
Карвула, слои 335
Кардап, сланцы 139
Карнарвон, бассейн 24
Карпентария, породы 372
Каррамен, формация 556, 557, 562, 563
Карр-Бойд, месторождение 154
Карсон, формация 119—123, 128, 130—132
Каруна, порфиры 436
Катаракт-Гордж, месторождение 151
Катерин-Ривер, группа 489
Кейпел, месторождение 594, 603—626
Кейп-Хорн, рудное тело 400—402, 404, 405, 408—410, 413
Кейт, метаморфические породы 95, 96, 99
Кен, рудная залежь 156
Кеннеди, алевролиты 264—268, 277
Кериака, известняки 434
Киета, вулканиты 434
Кимбанская складчатость 83
Кимберли, бассейн 21, 34, 43
— группа 43
— месторождение 117—133
Кинг-Айленд, месторождение 636
Кинг-Лайелл, рудное тело 412
Кинг-Леопольд, песчаники 119, 120
— пояс 20
Кингстонс, разлом 388, 389, 391—393
Кирамбул, конгломераты 254, 259, 260
Кируп, конгломераты 612
Китингс, рудное тело 337, 339—341, 343
Кларенс, бассейн 585
— осадочные породы 584
Кливленд, месторождение 5, 459—468
Кобальт, пегматит 474
Кобар, группа 416, 418—420
— месторождение 415—430
Кобар-Голд-Майн, рудник 415
Коки, аномалия 454
— порфириты 448, 451, 456
— участок 447, 448, 451, 453—458
Коклешелл-Галли, формация 595
Кокско, доломит 360, 364
Колли, бассейн 28
Комалко, участок 105, 107
Комболги, формация 489—491, 495, 496, 498, 500—503, 506—509, 511, 513, 519, 521, 522
Комет, месторождение 543, 545, 549
Комет-Вейл, месторождение 548
Комсток, кварциты 405
— туфы 396—398, 400, 402
Консолс, жила 304
Консолс-Майн, участок 304
Коппер-Крик, сланцы 333—335
Копперхед, месторождение 543, 545, 552
Корелла, формация 481
Коринна, рудник 94, 459
Коронейшен, рудник 418
Коронейшн-Хилл, рудник 520, 521
Корунна, конгломераты 81, 83
Космополитен, месторождение 545, 547
Коура, трог 25, 26
Кохинур, сланцы 334—337, 343
Коэн, выступ 23
Кракоу, золоторудное поле 574
Крана, слои 565
Кресент-Спур, группа 460
Кримсон-Крик, аргиллиты 470, 471

Кримсон-Крик формация 469
Кристаллена, блок 273
Кромвелл, слои 262, 263
Кроун, жила 550
Кроун-Лайелл, рудное тело 400, 401, 403, 405, 408, 410, 413
Кроун-Лайелл-Экстендид, рудное тело 412, 413
Кроун-Хилл, андезиты 397
Крузо-Лайн, месторождение 546
Кубор, блок 25, 28
Кудайдери, месторождение 37, 69—80
Куи, долериты 99, 102
Куин, жила 473
Куин-Би, порфиры 429
— рудник 415—419, 421, 428, 429
— шток 429
Куиндалуп, береговая линия 604
Куинстаун, пирокластика 396—398, 404
Кукайни, рудный центр 547
Кук-Гап, сланцы 82, 83
Куланука, месторождение 35, 39
Кулгарди, месторождение 180, 186, 187, 541, 544, 547, 552
Кули, доломит 360, 362—364, 366, 367, 369—371
— месторождение 364, 369
Кулпин, формация 489, 506, 509, 519—521
Кулпин-Крик, рудник 520
Кульяноббинг, рудник 35
Кумбруф, вулканиты 254, 255, 257
Кумул, порфириты 448, 451, 454-456
Кунгарра, месторождение 499—505
Купер, бассейн 28
Куринга, разлом 389
Куроко, месторождение 310, 331, 332, 357
Курраванг, антиклинорий 346, 347
Кью, месторождение 545, 549

Лавертон, рудный центр 197, 199, 201, 542, 543, 548, 552
Лайелл, сланцы 398, 399
Лайелл-Блокс, рудное тело 412
Лайелл-Комсток, рудное тело 400, 401, 405, 410-413
Лайелл-Консолс, рудное тело 412
Лайелл-Тарсис, рудное тело 400, 405, 410, 411, 413
Лайт-оф-Эйша, месторождение 545, 549
Лаки-Даунс, разлом 245
Лакк, залежь 466
— линза 465
Лаклан, геосинклиналь 24, 345
— пояс 25, 26
Лакнау, серпентинитовое тело 245
Ланнон, разлом 158
— рудная залежь 156, 160, 161, 163, 164, 166—184, 195
— рудный шток 155
Лансфилд, месторождение 543, 545, 552
Леди-Робинсон, месторождение 545, 547
Леди-Шентон, месторождение 545, 546
Лейк-Джордж, рудник 333, 334, 336
— сульфиды 336
Лейк-Джордж-Майн, месторождение 337, 338, 341, 342
Лейк-Рейсайд, линеамент 220, 234
Лейк-Фром, группа 316, 320
Лейла, песчаник 360
Лена, кварциты 262
Леонора, рудный центр 233, 543, 550
Лефрой, разлом 155, 156, 158
Лидервиль, формация 606
Ли-Крик, месторождение 28, 534
Линда, разлом 569
Линч-Крик, базальты 397
Литтл-Брокен-Хилл, минерализация 309
Литфилд, блок 23
— комплекс 15
Личхардт, формация 262
Лолуэрт — Равенсвуд, блок 25, 27
Лонг-Плейнс, месторождение 94, 95, 97, 100, 101
Лордс-Хилл, разлом 307
Лорел, минерализация 309
Лоулерс, месторождение 546
Лоуэр-Стром-Крик, аномалия 454

Маданг, месторождение 253—260
Майолли, слои 263, 267, 379-384, 386
Мак-Артур, бассейн 372, 628
— группа 359—361, 634
Мак-Артур-Ривер, месторождение 21, 358—371
Мак-Магон, рудная залежь 156, 158, 159
Малга-Дуанс, группа 416
Маллапунья, разлом 361
— формация 360
Малли-Танк, группа 418
Маллмен, слои 112, 628—631, 634
Малон-Крик, граниты 519, 521
Маммот, месторождение 378—387
— разлом 380—385
Маммот-Экстендид, разлом 380, 381, 383, 386
Манмора, рудное тело 590
Мара, доломит 360
Марароа, жила 550
Марароа-Кроун, месторождение 543, 545, 550
Марбл-Бар, рудный центр 543, 549
Марино, осадочные породы 523
— серия 316, 319, 320
Маркер, кварциты 267
Марра-Мамба, формация 36, 54—56, 60—62, 64, 70, 72, 91
Марум, базитовый пояс 253, 255, 257
— латериты 253, 254, 257—259
Масгрейв, блок 21, 22
Массон, формация 519, 520
Мастертон, песчаники 374, 377
— формация 373
Маунт-Айза, геосинклиналь 262
— группа 263—268, 272, 277, 286
— месторождение 8, 261—291, 310, 363, 367, 371, 372, 378, 380, 528
— разлом 263, 264, 276
— складчатый пояс 21
Маунт-Айза-Фолд, зона 272
Маунт-Баттери, разлом 569
Маунт-Бишофф, месторождение 5, 467, 472, 473
Маунт-Блэк, вулканическая формация 323—325
Маунт-Брокмен, останец 487
Маунт-Брюс, надгруппа 47, 62, 69

Маунт-Гайд, кварциты 262, 263
Маунт-Голдсуорси, месторождение 39, 42
Маунт-Гордон, разлом 380
Маунт-Джи, месторождение 524, 525
— формация 523, 524
Маунт-Джибсон, месторождение 35
Маунт-Джоуп, вулканиты 91
Маунтен, жила 578
Маунт-Ида, рудный центр 547
Маунт-Каунсел, граниты 637
Маунт-Кейт, месторождение 154, 219—235
— пояс 220
Маунт-Клиффорд, местрождение 154
Маунт-Лайелл, месторождение 323, 394—413
Маунт-Лофти, антиклинорий 388
Маунт-Магнет, месторождение 541—545, 549, 551
Маунт-Мак-Рей, сланцы 47—49, 57, 58, 61, 64, 68, 71, 72, 74, 76, 77
Маунт-Маргарет, золотоносное поле 199, 201
Маунт-Морган, месторождение 27, 546, 564—573
— тоналиты 565, 566, 568, 570
Маунт-Новит, блок 273
Маунт-Палмер, месторождение 548
Маунт-Пейнтер, блок 21
— докембрийская провинция 523
— комплекс 524, 539
— месторождение 523—526
Маунт-Плезант, рудник 415, 417, 418, 421
Маунт-Рид, вулканиты 323, 324, 395—398, 400, 403, 404, 412, 469
— вулканический пояс 403
— дуга 323
Маунт-Саддлбэк, месторождение 142—149
Маунт-Самьюэл, рудник 558
Маунт-Силвия, формация 47, 61, 64, 75
Маунт-Тернер, синклиналь 62
Маунт-Том-Прайс, месторождение 37, 53, 60—70, 76—79
Маунт-Уейлбэк, месторождение 36, 37, 42, 45—53
— сброс 50
Маунт-Уиндерра, месторождение 196—198, 201—204, 206—209, 212, 214—218
Маунт-Хейл, месторождение 35
Маунт-Чалмерс, месторождение 28
Маунт-Шарлотт, месторождение 543, 545, 550, 552
Маунт-Эдуардс, месторождение 154
Мей-Даунс, гнейсы 262, 263
Мейн-Лайн, месторождение 545, 549
Мейн-Риф, месторождение 545, 547
Мельбурн, трог 25, 26
Мензис, рудный центр 546
Мередит, гранит 96, 460, 467, 473
Мертл, пачка 360
Меругил, разлом 155, 158
Мерчисон, гранит 324
— интрузив 397
Миалла, месторождение 150, 151
Миддлбэк, группа 81—84
Миддлбэк-Норт, пачка доломитов 82, 83, 89
Миддлбэк-Рейндж, месторождение 22, 80—89
Миддл-Роб-Ривер, месторождение 90
Микатарра, рудный центр 542—544, 551
Мира-Фоллс, окно 512, 513
— породы 513—516
Мириам, месторождение 154
Митчелл-Ярд, доломит 360, 362
Молонгло, разлом 337
Моль, граниты 474—476, 478—480
Морин, территория 527—533
Морнинг-Стар, месторождение 545, 549
Мортон, бассейн 585
— осадочные породы 584
Мулвари, синклинорий 346, 347
Мунаби, порфиры 83
— формация 81, 83
Мунган, риолиты 565
Мундарра, алевролиты 264, 265, 267, 286
Муни, месторождение 28
Мунлайт, месторождение 545, 548
Мунта, месторождение 22
Муррей, бассейн 26, 28
Мэгезин, сланцы 264-268, 277, 288
Мэдмен, залежь 474
Мэриборо, месторождение 28, 585
Мэри-Катлин, зона нарушения 484
— месторождение 21, 481—486

Набарлек, месторождение 23, 512—519
Наирови, алевролиты 437
Наймаги, граниты 416
Нанамбу, граниты 490
— пегматитовый комплекс 489, 500, 509—511
Наронго, разлом 334
Натуралист, блок 15, 23
Наутанго, андезиты 436, 438, 446
Нгалия, бассейн 24
Нейтив-Би, алевролиты 264—268, 287, 288
Нена, диориты 448, 449, 452
Непиан, месторождение 154, 186—195
Нижний Миддлбэк, пачка джеспилитов 82—84, 88, 89
Николсон, блок 20
Нимбува, комплекс 513, 515
Ноблс-Ноб, месторождение 556, 558
Норсмен, золоторудный пояс 550
— месторождение 160, 180, 541—544, 550
Норт, жила 574
Норт-Валли, жила 473
Нортгемптон, блок 21, 22
Норт-Кейпел, залежи 605
— месторождение 605, 620—625
Норт-Лайелл, разлом 398, 400, 410
— рудное тело 400, 401, 403—405, 411—413
Норт-Лоуд, жила 578, 579
Норт-Уолл, дайка 84, 85
Норуэст, разлом 315, 316, 320
Нью-Брансуик, месторождение 310, 331
Нью-Ингленд, батолитовый комплекс 474
— складчатый пояс 27
Нью-Кобар, рудник 415—418, 420—422, 429
Ньюмен, месторождение 35, 47, 48

Оберн, доломиты 389
О'Дуайерс, рудник 520, 521
Оипо, интрузивы 254, 255
Оксидентал, рудник 415, 417—422, 428, 429
Ок-Флимтем, участок 449, 450, 455
Олбани — Фрейзер, пояс 21, 22

Олд-Форт-Бурке, рудник 418
Онвервахт, группа 161
Онтонг-Джава, платформа 434
Оона, формация 469
Ора-Банда, рудный центр 544, 549
Ороя-Блэк-Рейндж, месторождение 545, 546
Отер, надвиг 156, 157
— рудная залежь 156, 169
— рудное тело 164
— трог 156—158
Оуэн, кремнистые конгломераты 324, 325, 396, 398—413
Офтальмия — Гаскойн, блок 21, 22
Оффисер, бассейн 24

Пай-Крик, руды 478
Пайн-Крик, геосинклиналь 19, 489
Пайонир, месторождение 154
— слои 396, 399, 400, 402, 403, 412, 413
Пакиа-Гап, туфы 437
Палетт, рудник 520, 521
Палмервилл, разлом 27
Палмерс-Файнд, месторождение 545, 548
Пангуна, андезиты 434, 435, 437—440, 442—446
— месторождение 30, 431—446
Пангуна-Хилл, участок 432
Парабурду, месторождение 35, 37, 69—80
Парадайс-Крик, формация 379—381, 386
Пардура, формация 81
Паринга, базальт 550
Паркс, платформа 25, 26
Пару, разлом 277
— сброс 273
— слои 262, 263
Паунд, кварцит 316, 318—320
Педдис-Флат, месторождение 543, 545, 551
Пеко, месторождение 556, 558
Пексаддл, залежи 272, 273
Пенгуин, орогенез 95, 99, 102
Пенинсула, блок 21
Пентекост, песчаники 43
Персиверанс, месторождение 154, 232—242
— разлом 234, 237
— ультрабазиты 236, 237
Перт, бассейн 28, 604, 606
Петтис, рудник 558
Пик, рудник 415, 417, 418, 420—422, 428
Пиквик, слои 262
Пик-Хилл, месторождение 543, 545, 548
Пилара, антиклиналь 346, 347
Пилбара, блок 15, 19, 34, 38, 39, 42, 52, 541, 543
Пинеи, агломераты 437
Пиннаклс, рудник 309, 556
Пиш-Балли, аномалия 454
Понд, формация 565
Потоси, гнейс 293—298, 308—313
Примроз, пирокластическая формация 323—325
Принсесс-Мей, месторождение 545, 546
Принсесс-Ройал, месторождение 543, 545, 550
— жила 550
Принс-Лайелл, месторождение 395, 400—408, 410, 413
— рудная залежь 395
Проспектор, разлом 156

Радиум-Ридж, месторождение 524, 525
— метаморфический комплекс 523
Райз, бассейн 25
Райни, песчаники 389
Райсинг-Сан, когломерат 556
— минерализация 309
Раммельсберг, месторождение 33
Раму, месторождение 253
— никеленосные латериты 253
Ранделл, разлом 81
Ратледж, кварцит 335
Раф-Рейндж, месторождение 9
Редан-Анабама, линеамент 313
Редбанк, месторождение 21, 372—377
Ред-Нед, рудник 558
Ред-Розбери, руды 26
Ред-Рок, пачка 469, 470
Редросс, месторождение 154
Ред-Хилл, разлом 156
Рейд-Шафт, залежь 478
Рейзорбэк, рудное тело 400, 405
— слои 566
Рейнджер, месторождение 487-499, 511, 512
Ренисон, зона минерализации 468
Ренисон-Белл, месторождение 468—471
— сланцы 469—471
Риворд, доломит 360, 368
Ридж, месторождение 364, 369—371
Ридж-Хилл, береговая линия 604, 605
Ридис, рудный центр 548
Риф, разлом 81
Роб, пизолиты 43
Роб-Ривер, месторождение 89—93
Розбери, группа 324, 325
— месторождение 310, 323-332, 341, 357, 459
Ройал-Тарсис, рудное тело 400, 405—407, 410
Рокгемптон, блок 565
— группа 565
Роки-Кейп, геоантиклиналь 95
— группа 95, 96
Роки-Пик, граниты 335
Роклеа, складчатость 54
Рокхоул, рудник 519—521
Рома, месторождение 28
Рома-Норт, жила 574
— тело 576
Ропер, группа 361
Рупена, вулканическая толща 83
— вулканогенные породы 81
— разлом 81

Саддл-Ридж, месторождение 520, 521
Саддлуорт, формация 389
Саксесс-Крик, группа 469
Сандалвуд, серпентиниты 244, 245
Санд-Куин, месторождение 545, 548
Санрайз, жила 574, 580
— рудное тело 578
Санрайз-Лоуд, жила 579
Санс-оф-Гуалиа, месторождение 543, 545, 550
Саут-Аллигейтор, группа 489, 500, 521
Саутерн-Кросс, рудный центр 546
Саут-Кейпел, месторождение 605, 616, 618, 619, 622
Саут-Лайелл, рудное тело 400, 412, 413

Саут-Лоуд, жила 578
Саут-Перт, нижнемеловая формация 595
Саут-Уиндерра, месторождение 196—201, 214, 215, 217
Саут-Уолл, разлом 575
Севидж-Ривер, интрузивы 99
— месторождение 24, 93, 102
Селюмей, формация 448, 449, 452, 454
Сент-Джордж, месторождение 545, 549
Сент-Леонард, месторождение 150, 151
Сетлмент-Крик, вулканиты 374
Сибелла, граниты 263, 264
Сидней, бассейн 28, 585
Сикс-Майл, месторождение 154, 233, 234
Силвания, купол 50
Силвер-Пик, минерализация 309
Скиллогали, доломиты 389, 390
Скотиа, рудник 154
Скотт-Риф, месторождения 29
Скраттон, вулканиты 361
Скулл, месторождение 520
Слайд, разлом 569
Слиппери-Джимлет, месторождение 545, 549
Слипс, жила 574
Слисбек, месторождение 519—521
Смитсон, доломиты 637
Смиттон, бассейн 96
— доломит, 95, 96
Солтон-Си, геотермальная система 42
Спарговилли, месторождение 154
Спир, алевролиты 264—271, 281, 287, 288
Спирвуд, береговая линия 604, 605
— система дюн 605
Споттед-Леопард, рудник 418, 422
Стефенс-Крик, бассейн 293
Стикс, месторождение 28
Стилбит, залежь 478
Стич-Рейндж, пачка 398
Сторм-Крик, дациты 448, 451, 454, 456
Стоун, дайка 567, 569
Стрейтберг-Ридж, месторождение 524, 525
Сурат, нефтеносный бассейн 9, 28
Сцинто, месторождение 520
Сэр-Самюэль, месторождение 539
Сюрпрайз, месторождение 545, 549

Табберабберa, орогенез, 26, 96, 99, 325, 330, 396, 403, 405, 413
Тавуа, месторождение 581
Тайннан, геоантиклиналь 95, 96, 402, 403
Такаринга, жила 304
Таллеринг, месторождение 35
Тамуэрт, разлом 25, 27, 28
Тараго, конгломераты 345
Тарсис, рудник 418
— сланцевый трог 411
Тарсис-Ридж, конгломераты 411
Тарсис-Шист, вулканиты 403
Тасман, геосинклиналь 24, 26
— рудное тело 405, 412, 413
Тасман-Кроун-Лайелл, рудное тело 400
Татула, песчаник 360
Тауалла, группа 361, 373, 374
— разлом 359—361
Твелв-Уэст, рудное тело 400, 405, 410, 411, 413
Теннант-Крик, блок 20
—граниты 563
— золоторудное поле 556, 557, 560, 562
Тимони, месторождение 545, 547
Тина, доломитовая формация 360—362, 364
Тиндалл, антиклиналь 398
— группа 396, 397, 399, 402—406, 413
Тиндалс, месторождение 544, 545, 547, 552
Тинлайс, разлом 388—391
Тинто, рудник 415, 417, 426
— шток 428
Том-Прайс, месторождение 35, 36, 42, 55
Том-Спрингс, некк 373, 375
Торренс, серия 316
Торрингтон, месторождение 474-480
Трансмиттер, разлом 288
Тритон, месторождение 545, 548
Туганини, формация 360, 361
Тутунап, месторождение 605, 608-610
Тьенна — Роки-Кейп, блок 23

Уагга, метаморфический пояс 25, 26
Уайалла, песчаник 81
Уайт, сланцы 95—97, 99
Уайт-Фезер, месторождение 545, 548
Уайт-Хоуп, жила 574, 580
— разломная структура 575
Уаннэуэй, месторождение 154
Уейлбэк, месторождение 55, 79
— сланцы 47—49, 56—59, 61, 63, 64, 70—75, 77
Уз, месторождение 150, 151
Уибо-Бор, месторождение 154
Уилли-Уолли, формация 62, 70, 72, 77
Уиллор, осадочные породы 523
— серия 315, 316, 318—320, 322
Уиллоу, группа 47, 70
Уилуна, рудный центр 542, 543, 545, 548, 551
Уильяма, блок 21, 22
— комплекс 293, 295, 304, 308, 309, 311, 312
Уиндерра, зеленокаменный пояс 197, 199—202
— месторождение 154, 196—218
— ультрабазиты 203
Уиттенум, доломиты 56, 61, 64, 75
Уичер, уступ 604, 607, 608, 626
Умболуга, подгруппа 360
Уогамуш, слои 448—457
Уоллару, месторождение 22
Уоллогоранг, формация 373-377
Уолшед-Флат, сланцы 389
Уонаминта, блок 21
Уоннерап, эстуарий 616
Уоноко, формация 316
Уонтагги, месторождение 28
Уоррина-Парк, кварциты 264, 265, 267
Уотер-Тауер, кварциты 418
— слои 418—420
Уратанна, формация 319
Уркхарт, сланцы 264—271, 275, 277, 281, 282, 286-288, 291, 363
Уэбб-Силвер, залежь 478
— рудник 477
Уэйпа, бокситы 8
— группа 418
— месторождение 104—111
Уэстерн, блок 273, 277
— вулканиты 268
Уэст-Кост-Рейндж, антиклинорий 403

Уэст-Лайелл, рудное тело 402, 405, 407, 408, 410, 413
Уэстония, рудный центр 546
Уэстрелия, месторождение 545, 546
Уэстуорд-Хо, рудник 558
Уэст-Фолд, пачка 360—362, 364
— суббассейн 368

Фишер, надвиг 156
— рудная залежь 169, 180
— трог 158
Фишер-Крик, алевролиты 489
— известняки 519
— формация 506, 509
Флимтем, аномалия 454
— трахиандезиты 448, 450, 455, 458
— участок 447, 448, 450, 453—455, 457, 458
Фокслоу, слои 335
Форт-Бурке, рудник 415
Фортескью, группа 42, 47, 69, 91
Франклин-Фернис, месторождение 310
Фрейзерс, месторождение 545, 546
Фрида, интрузивный комплекс 448, 449, 452—454, 457
— месторождение 447—458
— разлом 449, 452
Фром-Имбеймэнт, третичные осадки 534, 536, 537

Хаки, залежь 461, 464, 466
Хамерсли, бассейн 19, 22, 34, 36, 42
— группа 36, 47, 60—62, 69, 73, 91
— железорудная провинция 8, 33, 34, 38, 39, 41, 43, 45, 53—55, 57, 59, 60, 69, 74, 76, 77
Хант, рудная залежь 156, 159
Харрисон-Пик, граниты 335
Хартс-Рейндж, месторождение 23
Хаскиссон, группа 469
Хенненс-Норт, месторождение 545, 547
Хенти, разлом 398
Хизлвуд-Ривер, ультрамафический комплекс 96
Хилл 50, месторождение 543, 545, 551, 553
Хиллстон, разлом 313
Хилл-Энд, трог 25, 26, 333
Хилтон, рудное тело 263
Хилтон-Майн, месторождение 261—291
Хит-Стил, месторождение 331
Хобблчейн, риолиты 373
Ходжкинсон, бассейн 25, 27
— перспективная площадь 525, 526
Хоксбери, песчаники 584
Холедж, несогласие 396
Холл, формация 460, 462, 463, 466
Холлс, разлом 245
Холс-Крик, пояс 20
Холэдж, несогласие 403
Хоноуи, разлом 81
Хоскинстаун, группа 335
Хьюменити-Сит, формация 316, 319, 320

Чарлстон, граниты 81, 83
Чарлстонская складчатость 83
Чартерс-Тауэрс, месторождение 27
Чесни, граувакки 418, 421
— рудник 415, 419, 421, 422, 428, 429

Шей-Гап, месторождение 35
Штерритс, рудник 520, 521
Шугерлоуф, рудное тело 569, 570, 572
— участок 568
Шутхавен, гранит 335

Эдиакара, месторождение 322
Эдит-Ривер, вулканиты 521, 522
— эффузивы 519, 520
Эдна-Мей, месторождение 545, 546
Эйджакс, известняк 318, 322
Эйнаслей, метаморфические породы 529
Эйприл, ультрабазиты 448, 449, 452
Эксельсиор, жила 574
Элайд, участок 602
Элдон, группа 396, 403
Элизабет-Крик, граниты 533
Элли, слои 420
Эллиотс, рудное тело 337, 339, 340, 342
Эльдорадо, месторождение 556, 558
Эль-Шерана, месторождение 520, 521
Эль-Шерана-Уэст, рудник 520, 521
Эммавиль, месторождение 474—480
Эммеругга, доломиты 360
Эму, месторождение 545, 546
— разлом 359—361, 364, 369
Энибба, месторождение 593—603
— пески 593
Энтерпрайс, рудник 556, 558
Эроманга, бассейн 26
Эсперанса, минерализация 387
— разлом 380

Юанли, месторождение 545, 547

Ябилука, месторождение 505-512
Ямбо, выступ 23
Ямпи, пачка 43, 44
Ямпи-Саунд, осадочные руды 33
Янг-Аустрелия, рудник 415, 417, 418, 421
Яндикугина, синклиналь 74
— сланцы 70, 72, 77
Ярравуд, ось 606, 607
Яррагади, формация 595, 606
Ярралула, меловые конгломераты 43, 93
Яррол, бассейн 25, 27, 565

Указатель географических названий

Абба, река 605, 616
Аберфойл 637
Абнер, хребет 361
Агнью 220, 232-242
Агнью-Блафф 233
Аделанда 118, 499, 534
Адмиралтейства, залив 119, 120
Айрон-Монарк, возвышенность 80, 82, 85
Айрон-Ноб, возвышенность 80
Албатросс, залив 105, 106
Алис-Спрингс 556
Аллигейтор-Ривер 488, 499
Альянгула 629, 631
Анабама-Хилл 393
Анагре, река 254, 260
Ангуругу 629, 631
Аппер-Легейн, река 452
Аппер-Эйприл, река 452
Арафурское море 24, 113
Арнемленд, плато 487, 499, 500, 505, 512
— полуостров 21, 112, 627, 634
Арчер, залив 105, 106

Багамские острова 584
Баия, река 253, 254, 256, 260
Байрон, мыс 588
Балкануна 534
Баллина 584, 585
Банбери 35, 143, 541, 593—955, 605, 606, 608, 616, 626
Бангендор 346
Барашинанг 437, 442
Барбертон, горный район 161
Барроу, остров 35
Барр-Смит, плато 221, 223
Барталумба, залив 629
Басселтон 605
Бассов пролив 636
Батерст, озеро 346
Беатрис, мыс 629
— озеро 398
Бейсдоу, гора 500
Бендиго 393
Бердекин, река 245
Берктаун 380
Берни 96, 323
Биконсфилд 150
Би-Маунтин 419
Блафф 372, 373, 375
Блэквуд, плато 606, 607
Блэк-Рокс, остров 588
Боддингтон 143
Большой Австралийский залив 534
— Артезианский Бассейн 29, 534
— Водораздельный хребет 344, 583
Бонни-Хилс 585, 592
Борролула 361
Бохинна-Даунс 361
Брансуик, река 588
Брансуик-Хедс 585, 592
Брейдвуд 346
Брисбен 118, 574, 585
Брод-Саунд 27
Брокмен, гора 54, 55, 62, 499, 500, 502
Брум 541
Бугенвиль, мыс 117—121, 126—128, 133
— остров 30, 431, 433, 434, 444
Букалара, плато 361
Булгида 53
Бунди 253
Бураббин 186
Бурекап 608

Великое плато 233
Верхнее озеро 34
Виктория, штат 24, 28, 104
Вильгельм, гора 254, 255
Восточный Голдфилдс 160, 161, 204
Врилья, мыс 104—107
Вудларк (Муруа), остров 30
Вуллонгонг 344
Вуллондилли, река 344
Вумба 585
Вумера 534

Гагиова, река 253, 254, 256
Галф 474, 477, 478
Гамильтонс-Фолли 574
Гасконь 584
Географа, залив 593—595, 605, 616, 626
Гилфорд 459
Гимпи 27, 28
Гов, полуостров 104, 111—113
Голден-Форти 556
Горманстон 398, 399, 402, 403
Гоулберн 344, 346
Гранвилл, гавань 95
Грасси 636, 637
Графтон 585
Грейсмиер 565
Грин-Хед 594
Грут-Айленд, остров 627—629, 634, 635
Гуадалканал, остров 434

Гудиадарри-Хиллс, возвышенность 78
Гуз-Нек 398

Даймонд-Хед 585, 592
Далумбу, залив 629
Дампир 35, 60, 541
Данбоган 585, 592
Дандас 459
— плато 113
Дарвин 23, 113, 118, 487, 489, 493, 499, 505, 512, 519, 627, 628
Дарлинг, хребет 104, 134, 139, 147, 415
Даун 574
Дерби 117, 118, 541
Джардин, река 107
Джералдтон 22, 35, 541, 542, 594
Джерусалем-Крик 584, 585, 592
Джи, гора 523, 524
Джилоруп 606
Джинадан, долина 622
Джинадан-Брук 605
Джинджин 607
Джонс-Род 585, 592
Джордж, озеро 344, 346
Джорджтаун, 527, 528
Джюриен 594
— залив 593, 603
Ди, река 564, 565
Дилстон 150
Дип-Крик 81, 464
Докторс-Галли 474, 480
Доналдсон, гора 95
Донгара 594, 596
Дора, озеро 398
Дсаро, хребет 434
Думерик, река 474
Дуэллингап 134
Дьюфкен, мыс 106

Западная Австралия, штат 13, 15, 19, 22, 24, 33, 34, 42, 43, 45, 90, 104, 117, 120, 134, 135, 153, 160, 171, 176, 186, 194, 198, 204, 219—221, 232, 234, 541—554, 603, 607, 616
Зиан 96
Золотой Берег 587, 588

Ивайтеман 449
Импресс-Аугуста, залив 431
Индун, озеро 594
Интервью, река 102
Ириан-Джайа 434
Искейп, река 104, 107
Ист-Аллигейтор 505, 507, 512
Ист-Куин, река 400
Ист-Пеко 556

Йешун 592
Йиркала-Крик 113, 116
Йиркала-Мишен 113
Йоланд, река 398
Йорк, мыс 106, 107
— полуостров 22

Каверонг, река 431, 439
Каджен 585
Каллабонна, озеро 534
Калумбуру 119
Кампзитс 55
Канарские острова 584
Канберра 333, 344, 349
Карнарвон 35, 541
Карпентария, залив 21, 106, 107, 359, 372, 627, 629, 631
Катерин 23, 488, 493
Катлин-Валли 223
Катунга, возвышенность 80—82
Квиамба, река 254
Квинсленд, штат 9, 13, 15, 23, 24, 27, 104, 106, 107, 135, 243, 245, 261, 378, 431, 474, 528, 533, 564, 565, 574, 575
Кейпел, река 604, 605, 616, 617, 620
Кейп-Йорк, полуостров 104—107, 111
Кейп-Хорн 395, 399
Келлис-Крик 293
Кимберли, плато 104
Кинг, остров 636, 637, 642
— река 398
Кингстон 221, 223
Кинг-Эдуард, река 119
Кливленд, гора 94
Коахуила 530
Кокату, остров 43
Колли 135, 138, 143
— река 139
Коммодор-Хомстед 315
Компиам 448
Комсток 395, 399, 403—405
— долина 396, 402
Конара 150
Коннот-Кресчент 151
Констанс-Рейндж 21
Копли 315, 534
Коралловое море 107, 587
Кохинур 343
Кракоу 28, 574, 575
Красное море 290, 291, 371
Кресси 150
Крокер-Уэлл 526
Кроунд-Ленд 593
Кроун-Принс, хребет 431, 434
Куайерду, возвышенность 80, 81
Куин, река 398
Куинана 134, 135
Куинстаун 323, 394, 396—399, 402, 403
Кук-Гап, ущелье 82
Кулан, остров 43
Кума 344, 346
Кумбана, залив 593, 595, 606
Купеи 431, 432, 437, 442
Купер-Крик, плато 512
Кэмбелтаун 150—152
Кэмп-Валли 377
Кэрнс 527, 528
Кэтс-Уискерс 556, 558

Лайелл, гора 394, 395, 397, 398, 400, 411
Лаэ 253
Лейк-Маргарет 398
Леннокс-Хед 585, 592
Лефрой, озеро 155, 156
Лиммен-Байт, река 361

Линда, долина 412
Линдхерст 534
Линчфорд 398
Ллойд, бухта 106
Логу, озеро 594
Ломистон 151
Лонсестон 150, 151
Лон-Хилл 21
Лорим, мыс 105
Лоули, река 122, 131
Лудлоу 616
— река 605, 616, 617
Луин, мыс 607
Луина 459, 460
Луин-Натуралиста, хребет 606-608

Магела, равнина 487
Мак-Артур, река 358, 361
Мак-Грегор, мыс 119
Маллапунья 361
Манмора 584, 585
— озеро 590
Манус, остров 28, 30, 434
Марангала, залив 629
Маргарет, озеро 398
Маррадонг-Брук 143
Марри 534
Марум, река 253, 254, 256, 257, 260
Маунт-Аруна, гора 315
Маунт-Блэк, гора 323, 324
Маунт-Болдуин 336
Маунт-Гейки, гора 398
Маунт-Дандас, гора 398
Маунт-Мерчисон, гора 324
Маунт-Оксайд 380
Маунт-Рид, гора 324, 398
Маунт-Саддлбэк, гора 142, 143, 145
Маунт-Скотт 318
Маунт-Столле 452
Маунт-Темпест, гора 583
Маунт-Тернер, гора 62
Маунт-Том-Прайс, гора 61, 62, 67
Маунт-Уайт 234, 235
Маунт-Фарелл, гора 323
Маунт-Хаксли, гора 398
Маунт-Ши 163
Мей, река 448
Мелвилл, залив 113
Мельбурн 118, 636
Мередит, река 100
Миддлбэк, хребет 80
Мидоубэнк 151
Миранда, озеро 235
Мисима, остров 30
Миссисипи, река 370
Митчелл, плато 111, 117, 120—125, 128—132
Мишен, плато 113
— река 107, 109
Молонгло, река 334
Мопон 421
Моропи 431, 436, 442
Мортон, остров 583—585, 592
Муболл, остров 588
Мулаватана 534
Мулвари, река 346
Мундарра, озеро 264, 267
Мунмера 565
Мунро-Тауншип 172
Мурнинни-Крик 81
Мурнпеови 534
Муррей (Марри), река 534

Наймаги 419
Нарри, гора 419
Натуралиста, мыс 607, 626
Наутанго 437
Неймлесс (Безымянная), гора 61, 62
Нельсон-Бей, 584, 585
Нена, река 449, 453
Неранг, река 587
Ниар, река 449
Новая Британия, остров 29, 30
— Гвинея 17, 24, 28—30, 431, 433, 435, 452
— Ирландия, остров 29, 30, 434
— Каледония, остров 243
Новые Гебриды, острова 30
Новый Южный Уэльс, штат 13, 22, 24, 26, 104, 135, 293, 331, 333, 344, 357, 418, 474, 587, 589
Нортем 142, 143
Норт-Страдброк, остров 584, 585, 591, 592
Норт-Флиндерс, горные цепи 315
Носа 584
Нурланги-Крик 499, 500
Нью-Ингленд 27, 28
— хребет 474
Ньюкасл 27, 80, 585
— залив 106, 107
Ньютон-Крик 404

Ок-Ивайи, река 449, 455
Олбани 23, 35, 142, 541, 594
Онслоу 60, 90, 541
Оулингап 135
Оушен-Хилл, возвышенность 594, 595
Оуэн, гора 394, 398, 405

Паймен, река 94, 102, 459
Пангуна, гора 437, 442
Паннавоника, возвышенность 90, 91, 93
Парабурду, хребет 69, 79
Парадайс, река 100
Пару-Крик 267
Пейнтер, гора 524, 534—536
Пексаддл 373, 375
Пенинсула-Рейндж 23
Пера-Хед, мыс 104, 107, 111
Перт 35, 60, 90, 118, 135, 138, 142, 143, 155, 160, 186, 221, 232, 234, 237, 242, 541, 542, 593, 594, 621
Пилбара 45, 46, 53
Пинджара 134, 135
Пойнт-Перпендикуляр 584, 585
Порт-Кембла 80
Порт-Лангдон 629
Порт-Латта 94
Порт-Маккуори 585
Порт-Масгрейв, бухта 107
Порт-Морсби 30
Порт-Огаста 81, 534, 536
Порт-Пири 80, 534
Порт-Уоррендер 119, 120, 122, 130
Порт-Хедленд 35, 46, 541

Рам-Джангл 19, 488
Раму, река 253, 254, 260
Ред-Хиллс 398
Редхэд 584, 585
Рейд-Шафт 474
Рейзорбэк, хребет 44
Ричмонд, река 586
Роборн 90
Роб-Ривер, река 43, 89—93
Розвейл 150, 151
Рокгемптон 28, 564
Роки, река 93, 97
Роки-Пойнт, мыс 113—116
— плато 113
Роки-Ривер 100, 101
Роки-Спринг 594
Роллестон, озеро 398
Ропер-Ривер 21

Саддлбэк, гора 134
Санди-Пойнт 594
Санди-Флат 372, 373, 377
Саут-Аллигейтор, долина 518—522
— река 519
Саутерн-Дискавери-Госсан 197, 200, 201
Саутпорт 585
Саут-Сепик 452
Сван-Бей 585
Северная территория, штат 8, 15, 23, 104, 112, 135, 358, 372, 487, 499, 505, 507, 629
Северный залив 629
— Миддлбэк, хребет 81, 82, 84
Севидж, река 93, 94, 102
Седжуик, гора 396, 398
Селина, озеро 397, 398
Сентрал-Рейндж, хребет 447
Сепик, долина 448
— река 447
Сидней 113, 118, 293, 344, 419, 584, 585
Силвер-Пик 304
Силвия, гора 61
Сил-Рокс 584, 585
Сингари, река 254
Скай, остров 170
Сладстон 585
Смоки-Кейп 584, 585
Снаг-Айленд 594
Соломоновы острова 29, 30, 431, 433, 434
Спайсер, озеро 398
Спенсер, залив 534
Стейшен-Крик 566
Стич, хребет 398
Стори-Крик 637
Сторм-Крик, река 449, 451, 456
Стратхэм 606
Суан, прибрежная равнина 604, 607
— река 608
Суан-Бей 592
Суонси 150, 151
Сьюзен 556

Талла 324
Танами 21
Тараго 344—346
Тарсис, хребет 410
Тасмания, остров 13, 15, 23, 24, 26, 28, 93—96, 102, 104, 149—152, 323, 341, 357, 394, 413, 459, 460, 468, 472, 637
Тасманово море 344
Таунсвилл 243, 244
Телефомин 447
Теннант-Крик 19, 556
Тент-Хиль 474
Тиндалл, хребет 398
Тиндерра 416
Тиуа 584, 585
Толедо 432
Томас, гора 536
Топ-Кроссинг 361
Торгору, река 254, 256
Торричелли, хребет 30
Три-Нобс 361
Туггера 584, 585, 591, 592
Туид, река 588
Туму, река 253, 254

Уайалла 80, 81, 83, 534
Уайт, река 94
Уайт-Хиллс 150—152
Уейлбэк, гора 46—48
Узино 253
Уильямс, река 143
Уильямсфорд 323, 324
Уиндем 117, 118, 541
Уиндерра-Уэлл 197, 201, 207
Уинъярд 95
Уип-Спур 398
Уиттенум 63, 65, 70, 73
Уоллала 19
Уоллогоранг 373, 375, 377
Уолш, мыс 119, 122, 131
Уомба 592
Уонган-Хилс 142, 143
Уоннерап 606
Уората 94, 459, 460
Уорд, гора 525
Уорнинг, вулкан 584
Уотсон, река 107
Уочоп 21
Уэлд-Рейндж, хребет 35
Уэнлок, река 107
Уэртиго-Рок-Хоул 81
Уэстбери 150, 151
Уэст-Кост, хребет 396, 403
Уэст-Пеко 556
Уэст-Сепик 447

Фаррел 324
Фиджи, острова 581
Филиппины, острова 431, 432, 552
Флиндерс, горы 523, 534—536, 539, 540
Фордон 152
Фортескью, река 75, 78
Форт-Хилл 477
Фрейзер, остров 582, 584
Фрида, река 447
Фримантл 135, 612
Фром, озеро 534, 536, 539

Хак, гора 534
Хамерсли, хребет 34, 40, 73, 90
Хатчес-Крик 21
Хенти, река 398
Хет-Хед 584

Хизлвуд, река 102
Хилгров 28
Хилл, река 594, 595, 603
— хребет 607
Хиллвуд 150, 151
Хобард 394
Ходжкинсон 524
Хокер 534
Хоксбери, река 582, 584
Холлс-Грампианс 474, 477—479
Холройд, река 104
Хотхем, река 143
Хоуплес, гора 534

Шаттебург, горы 447
Шелберн, залив 106

Эванс-Хед 585, 592
Эйприл, река 448
Эйр, полуостров 22, 80
Эксельсиор 580
Эмбли, река 105, 107, 110
Эндум 105, 109, 110
Эсперанс 19, 23, 35, 541, 542
Эсперанса 381, 386
Эш-Дэм 81

Юат, река 447
Юднамутана, возвышенность 536
Южная Австралия, штат 13, 22, 24, 44, 81, 135, 387, 388, 534, 537
Южный Миддлбэк, хребет 81, 82, 84, 86, 88
Юкла 541
Юнта 534

Ямпи, пролив 43
Ямпи-Саунд 21, 34
Яндера 255
Яррадейл 134—140

Содержание

Предисловие редактора перевода 5

Предисловие. *Перевод В. С. Красновой* 8

От редактора. *Перевод В. С. Красновой* 16

Редакционный совет 12

Н. Фишер, Р. Уоррен. Основные черты геологической и тектонической эволюции Австралии и Папуа Новой Гвинеи. *Перевод Ю. С. Бородаева* 13

Месторождения железа. *Перевод В. С. Красновой* . . .

А. Трендалл. Геология железных руд Западной Австралии 33

М. Нишоу. Маунт-Уейлбэк, железорудная провинция Хамерсли 45

В. Эванс, П. Клинт. Месторождения синклинали Брокмен 53

У. Джильом. Маунт-Том-Прайс, железорудная провинция Хамерсли 60

Дж. Болдуин. Парабурду и Кудайдери (в сравнении с месторождением Маунт-Том-Прайс провинции Хамерсли) 69

Д. Фербер, Дж. Кук. Миддлбэк-Рейндж . . . 80

Д. Эдер. Роб-Ривер 89

Р. Колман. Магнетитовые месторождения Севидж-Ривер 93

Месторождения бокситов. *Перевод В. С. Красновой*

Х. Эванс. Уэйпа 104

А. Сомм. Гов 112

Г. Джоклик, В. Джексон, Дж. Зани. Кимберли 117

Дж. Бейкер. Дарлинг-Рейндж 134

Х. Оуэн, М. Харгривс. Маунт-Саддлбэк 142

В. Мэтьюз. Тасмания 149

Месторождения никеля. *Перевод Н. И. Еремина*

К. Найт. Никеленосная сульфидная провинция блока Йилгарн 153

Дж. Росс, Г. Хопкинс. Камбалда 154

Н. Шерри, Дж. Роу. Непиан 186

Дж. Робертс. Уиндерра 196

Д. Барт, Н. Шеппи. Маунт-Кейт 219

Дж. Мартин, П. Оллчерч. Персиверанс, Агнью 232

К. Флетчер. Дж. Коупер. Никелевые латериты Гринвейл, северный Квинсленд 243

К. Холмс, Р. Холл. Никеленосные латериты Марум района Маданг, Папуа Новая Гвинея . . . 253

Полиметаллические месторождения. *Перевод Ю. С. Бородаева*

Б. Матиас, Дж. Кларк. Маунт-Айза (месторождения Айза-Майн и Хилтон-Майн) 261

И. Джонсон, Г. Клингнер. Брокен-Хилл 293

Р. Хорн. Белтана и Аруна 315

К. Бертон. Розбери 323

Л. Девис. Каптинс-Флат 333

Э. Мелоун, Ф. Олджерс, Ф. Куччи, Т. Николас, У. Мак-Кей. Вудлон 344

У. Муррей. Месторождение N. Y. C. и другие месторождения района Мак-Артур-Ривер, Северная территория 358

Месторождения меди. *Перевод Н. И. Еремина*

Г. Орридж, А. Мейсон. Редбанк 372

Дж. Митчелл, Г. Мур. Маммот 378

Р. Райт. Барра 387

К. Рейд. Маунт-Лайелл 394

У. Брук. Кобар 415

А. Баумер, Р. Фрейзер. Пангуна 431
Р. Холл, П. Симпсон. Фрида 447

Месторождения олова. *Перевод Е. В. Бибиковой*
Д. Рансом, Ф. Хант. Кливленд 459
Л. Ньюнем. Ренисон-Белл 468
К. Найт. Маунт-Бишофф 472
Л. Лоуренс. Эммавиль — Торрингтон 474

Месторождения урана. *Перевод Е. В. Бибиковой*
Б. Хоукинс. Мэри-Катлин 481
Дж. Юпен, П. Фи, Р. Колвилл. Рейнджер-1 487
М. Фой, К. Педерсон. Кунгарра 499
Дж. Роунтри, Д. Мошер. Ябилука 505
П. Энтон и. Набарлек 512
М. Фой. Месторождения долины Саут-Аллигейтор 519
И. Йолес. Маунт-Пейнтер 523
П. О'Рурке. Территория Морин, перспективная на уран, фтор и молибден 527
Р. Хейнс. Осадочное урановое рудное тело Беверли, Южная Австралия 534

Месторождения золота. *Перевод Ю. С. Бородаева*
Р. Вудолл. Золото в докембрийском щите Западной Австралии 541
Р. Лардж. Джуно-Майн 556
Д. Фретс, Р. Болд. Маунт-Морган 564
Д. Рансом, Дж. Найт. Голден-Плато . . . 574

Месторождения титана. *Перевод Е. В. Бибиковой*
Дж. Мак-Келлар. Восточно-Австралийская рутиловая провинция 582
Дж. Лиссиман, Р. Оксенфорд. Рутил-циркон-ильменитовое месторождение Энибба . . . 593
Б. Уэлч, Дж. Софулис, А. Фитцжеральд. Кейпел, Западная Австралия 603

Месторождения марганца. *Перевод В. С. Красновой*
Дж. Мак-Интош, Дж. Фараг, К. Сли. Грут-Айленд 627

Месторождения вольфрама. *Перевод Е. В. Бибиковой*
М. Даниельсон. Кинг-Айленд 636

Предметный указатель 644

Указатель географических названий 653

УВАЖАЕМЫЙ ЧИТАТЕЛЬ!

Ваши замечания о содержании книги, ее оформлении, качестве перевода и другие просим присылать по адресу: 129820, Москва, И-110, ГСП, 1-й Рижский пер., д. 2, издательство «Мир».

«НАУКИ О ЗЕМЛЕ»

Т 78

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ АВСТРАЛИИ И ПАПУА НОВОЙ ГВИНЕИ (т. I)

ИБ № 2131

Ст. научный редактор М. Е. Яковенко
Научный редактор Т. И. Никифорова
Младший научный редактор Т. С. Егорова
Художник С. А. Бычков
Художественный редактор Б. Н. Юдкин
Технический редактор Н. Д. Толстякова
Корректор А. Я. Шехтер

Сдано в набор 25.02.80.
Подписано к печати 28.08.80.
Формат 70×108 1/16.
Бумага типографская № 1.
Гарнитура обыкновенная. Печать высокая.
Объем 20,75 бум. л. Усл. печ. л. 58,10.
Уч.-изд. л. 57,32. Изд. № 5/0456.
Тираж 2560 экз. Зак. 0679. Цена 8 р.

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»
Москва, 1-й Рижский пер., 2.

Ордена Трудового Красного Знамени
Московская типография № 7 «Искра революции»
Союзполиграфпрома
Государственного Комитета СССР
по делам издательств, полиграфии
и книжной торговли.
Москва 103001, Трехпрудный пер., д. 9.

Предварительные заказы на книги издательства «Мир» можно оформить по следующим адресам:

— в фирменной секции издательства в Московском доме книги (121019 Москва, просп. Калинина, 26, п/я 42, магазин № 200;
— в фирменной секции издательства в Ленинграде (191040 Ленинград, Пушкинская ул., 2, магазин № 5 «Техническая книга»);
— в магазинах — опорных пунктах издательства «Мир»:

480003 Алма-Ата, ул. Гоголя, 109, магазин «Прогресс»;

232000 Вильнюс, просп. Ленина, 29 магазин «Техника»;

603000 Горький, просп. Ленина, 11, магазин № 24;

252001 Киев, Крещатик, 44, магазин № 12;

630091 Новосибирск, Красный просп., 60, магазин № 7;

620014 Свердловск, ул. Малышева, 31-а, магазин № 8 «Техника»

634050 Томск, пер. Батенькова, 5, магазин № 2, а также во всех магазинах, распространяющих научно-техническую литературу. Там же вы можете приобрести книги, уже вышедшие в свет (в том числе через отделы «Книга — почтой»)

Врач.

3298