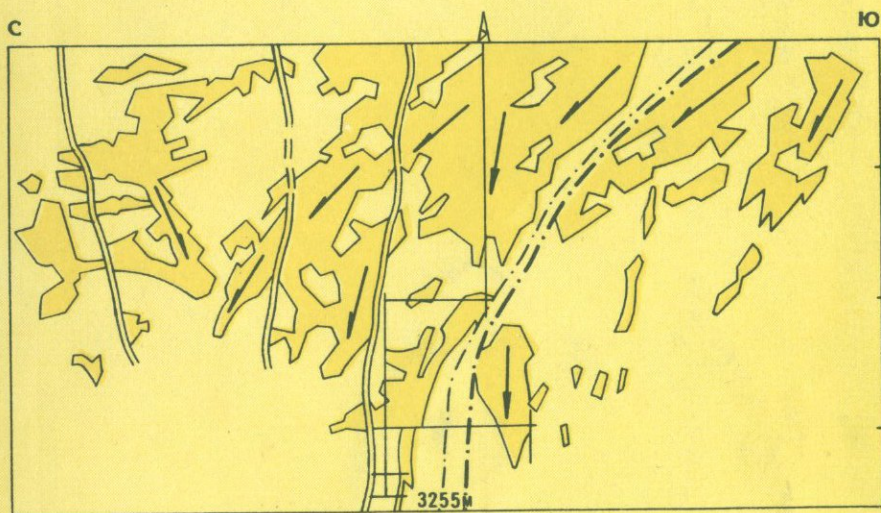


ГЕОЛОГИЯ И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ
Институт геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии и геохимии

ГЕОЛОГИЯ
И
ПОЛЕЗНЫЕ
ИСКОПАЕМЫЕ
ДРЕВНИХ
ПЛАТФОРМ

*(Материалы
Индо-Советского симпозиума
по науке о Земле,
Москва, сентябрь 1981 г.)*

4033



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены общие вопросы геохронологии и особенности проявления метаморфизма на Балтийском и Украинском щитах, Сибирской и Индостанской платформах, проанализировано глубинное строение Индостана. Охарактеризованы основные черты петрологии древнейших анортозитов Земли. Приведены новые данные по геологическому строению и минералогии индийских месторождений золота, меди, свинца и цинка, алмазов, марганца, а также петрогеохимическим особенностям пегматитов Индии. Рассмотрены закономерности развития на древних платформах неметаллических полезных ископаемых и бокситовых месторождений.

Для геологов, занимающихся вопросами геологии, петрологии, геохронологии и минеральных полезных ископаемых древних платформ.

Редакционная коллегия:

академик *Ф.В. ЧУХРОВ* (отв. редактор), *А.Д. ГЕНКИН*,
И.Б. ИВАНОВ, *М.А. ЛИЦАРЕВ*, *Ю.Г. САФОНОВ*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема геологии и полезных ископаемых древних платформ весьма сложна и многообразна. Повышенное внимание к ней в последнее время объясняется большим значением познания особенностей геологического развития Земли в ранние периоды ее существования, а также значительным минерально-сырьевым потенциалом платформенных областей.

Предлагаемый сборник содержит материалы IV Индо-Советского симпозиума по наукам о Земле, посвященного указанной проблеме. Симпозиум был подготовлен в соответствии с программой двустороннего сотрудничества Академии наук СССР и Индийской Национальной академии наук и состоялся в Москве в сентябре 1981 г. В нем участвовала делегация индийских ученых-геологов и советские исследователи из академических институтов Москвы, Ленинграда, Киева, Новосибирска и других городов.

На Симпозиуме обсуждались вопросы геологии, петрологии и геохронологии древних платформ, а также геологии и геохимии месторождений металлических и неметаллических полезных ископаемых.

Сборник состоит из двух частей. В первой из них содержатся статьи советских исследователей по стратиграфии, геохронологии, магматизму Русской и Сибирской платформ, частью с привлечением материалов по Индостанской платформе. Во второй части, более значительной по объему, рассмотрены вопросы металлогении древних платформ, проанализированы закономерности размещения и образования эндогенных месторождений золота, меди, свинца, цинка, железистых кварцитов, алмазов, флогопита, пиррофиллита, рудоносных пегматитов, а также марганцевых и бокситовых месторождений. В этой части более половины статей написаны индийскими учеными или подготовлены в результате их творческого сотрудничества с советскими учеными. В работах индийских авторов, перевод которых выполнен сотрудниками ИГЕМ АН СССР Е.П. Малиновским, А.С. Кульневым, А.А. Пэком, Ю.Г. Сафоновым и А.Л. Соколовым, редакционная коллегия сочла возможным сохранить максимальное количество библиографических ссылок, что позволит советским исследователям ознакомиться с другими работами индийских ученых по соответствующей тематике.

Приведенные данные по индийским месторождениям, естественно, не охватывают всех, но касаются многих актуальных проблем рудоносности Индостанской платформы. Значительный интерес представляет золоторудное поле Колар, которое, несмотря на большие глубины отработки (3255 м), продолжает оставаться крупным. Мало известны советским геологам золоторудные месторождения Хатти, Рамагири, а также медные месторождения, расположенные в кратоне Карнатака.

Месторождения цветных металлов в Раджастхане относятся к первично-осадочным полиметаморфизованным. Свинцово-цинковое месторождение Раджпура-Дариба, описываемое в книге, является типичным представителем этих месторождений. Проведенные исследования свидетельствуют о сложной истории их развития.

Впервые на русском языке публикуется сводная статья по докембрийским месторождениям алмазов Индии, в которой описаны и недавно открытые трубки алмазоносных кимберлитов.

Большой интерес вызывают индийские месторождения пегматитов, несущие слюдяную и редкометалльную минерализацию. При их поиске широко используются геохимические методы, в том числе специализированные, описание которых можно найти в книге.

Марганцевые месторождения широко распространены на Индийской платформе. Большинство их относится к метаморфизованным. Длительная эксплуатация этих месторождений привела к отработке высокосортных руд, в связи с чем сейчас весьма актуальной для Индии является проблема поисков богатых марганцевых залежей.

Сотрудничество в решении вопросов геологии минеральных полезных ископаемых между геологами Индии и СССР помогает решать подобные актуальные вопросы, важные для обеих сторон.

Публикация данной книги безусловно является определенным шагом в этом направлении. Сотрудничество ученых академий наук СССР и Индии базируется на прочной основе дружественных добрососедских отношений между нашими странами и имеет хорошие перспективы.

Академик АН СССР *Ф.В. Чухров*

Академик Национальной академии наук Индии *Ф. Амед*

Часть I

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ

УДК 550.93+551.71

К.О. Кратц, С.Б. Лобач-Жученко, И.М. Горохов, О.А. Левченко

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Восточная часть щита разделяется на три крупных геотектонических района (мегаблока) — *Кольский*, *Беломорский* и *Карельский*, составляющих древнейший (архейский) Карело-Кольский геоблок [15, 12], и район *Приладожья*, относящийся к протерозойскому (свекофенскому) сегменту щита. Выделяемые в древней части щита три региона различаются уже на ранних этапах геологической истории составом пород и режимом эндогенных процессов.

В строении *Кольского мегаблока* преобладают породы, сформированные главным образом в архее. Ими сложены Мурманский массив, Центрально-Кольский блок и Терско-Лоттинский сегмент, а также одна из двух линейных структур — Кейвско-Поросозерская. Нижнепротерозойские серии приурочены почти исключительно к Печенго-Варзугской линейной зоне. В строении коры рассматриваемые породы составляют три структурных яруса, или этажа, отвечающих соответственно нижнему и верхнему архею и протерозою. Нижний структурный комплекс представлен древнейшими тоналитами и эндербитами, которые являются фундаментом супракрустальных серий [13, 19, 10]. Граниты фундамента обнажены в виде блоков и куполов, облекаемых супракрустальными породами. Попытка определить изотопный возраст древнейших гранитов была предпринята в двух структурах — Мурманском блоке и Центрально-Кольском антиклинории. Возраст гиперстеновых тоналитов (эндербитов), определенный (U—Pb)-методом по цирконам, оказался равным 2780 млн. лет, а возраст олигоклазовых гранитов — 2670 млн. лет [23].

Метаморфические породы следующего структурного этажа многократно деформированы, метаморфизованы, прорваны интрузиями ультраосновных и основных пород, гранитов. Относительно расчленения и корреляции супракрустальных пород, прорываемых гранитами с возрастом 2,7 млрд. лет, существуют две точки зрения. Согласно первой, следует выделять две разновозрастные группы метаморфических пород [12]. К более древней относится кольская серия гнейсов (древнее 3 млрд. лет), к более молодым — тундровая, кейвская, колмозеро-воронья серии (древнее 2,7 млрд. лет). В соответствии со второй точкой зрения эти серии разновозрастны [22]. Однозначно этот вопрос пока решен быть не может.

В состав кольской серии входят различные сланцы, амфиболиты, железистые кварциты, которые прошли полициклический путь развития. Ранний цикл деформаций выражен образованием двух систем изоклинальных складок, одновременных с метаморфизмом гранулитовой фации умеренных давлений. Во время второго цикла деформаций в породах кольской серии были сформированы главные картируемые структуры северо-за-

падного простирания. Деформации на северо-западе Центрально-Кольского сегмента сопровождались метаморфизмом с последовательным снижением давления от фации альмандиновых амфиболитов до фации куммингтонитовых амфиболитов, а на юге метаморфизм происходил с образованием гранулитовых ассоциаций. Возраст второго гранулитового метаморфизма, определенный (Rb—Sr)-методом, равен 2600 ± 40 млн. лет, а (U—Pb)-методом — 2700 млн. лет.

Во второй группе метаморфических пород, относящихся в общем к тому же стратиграфическому подразделению, что и кольская серия, наиболее полные разрезы сохранились для двух структур — Колмозеро-Вороньей и Кейвской. Колмозеро-Воронья структура приурочена к тектонической зоне; она представляет собой асимметричную грабен-синклиналь, протягивающуюся на 100 км и сложенную разнообразными гнейсами и амфиболитами. В разрезе преобладают амфиболиты, по составу отвечающие базальтам и базальтовым коматиитам. Вдоль зоны вытянуты пластинообразные тела габбро-анортозитов, которые рассекаются интрузиями диоритов, гранодиоритов и пегматитов. Породы прошли полициклический путь развития. В них В.Л. Дуком установлены все те этапы деформаций, что и в кольской серии, за исключением наиболее ранних складок, представленных только в кольской серии [11]. Самый ранний этап метаморфизма в породах Колмозеро-Воронья привел к возникновению ассоциации анадалузит-силлиманитовой серии. Возраст пегматитов, прорывающих породы, испытавшие этот метаморфизм, равен 2670 ± 15 млн. лет ((Rb—Sr)-метод), 2760 ± 15 ((Pb—Pb)-метод) и 2800 ± 70 ((Th—Pb)-метод) [23]. Последующий метаморфизм с образованием дистена накладывается на пегматиты.

Кейвская структура представляет собой грабен, имеющий внутреннее складчато-глыбовое строение [18]. Она сложена двумя комплексами пород, разделенных угловым и стратиграфическим несогласием [2]. Нижний комплекс сложен породами диабаз-андезитовой, железисто-сланцевой, липарит-дацитовой формаций. Последняя преобладает в разрезе. Породы метаморфизованы. Их возраст, определенный (Pb—Pb)-методом, равен 2740 млн. лет [23]. Верхний комплекс Кейвской структуры сложен переслаивающимися кварцитами и высокоглиноземистыми породами (кианитовыми сланцами). Они рассматриваются как древний метаморфизованный и деформированный протоплатформенный чехол.

Все охарактеризованные супракрустальные комплексы одновременно с проявлением в них второго этапа метаморфизма прорваны гранитами, мигматитами и пегматитами. Их возраст во многих точках Кольского полуострова определен в 2,7—2,8 млрд. лет с помощью изохронных (Rb—Sr) - и (U—Th—Pb) -методов [23, 6].

Протерозойский этап геологической истории Кольского мегаблока начался с формирования Кейвско-Поросозерской и Печенго-Варзугской тектонических зон. В Печенго-Варзугской тектонической зоне, рассматриваемой многими исследователями в качестве древней рифтовой структуры [11], были сформированы мощные толщи вулканогенно-осадочных пород, относимых к печенгскому и имандро-варзугскому комплексам. Для этих комплексов, в свою очередь, установлена сложная и длительная история метаморфизма и деформаций. К этой же тектонической зоне приурочен габбро-анортозитовый массив Главного хребта и Мончегорский плутон, которые, по-видимому, представляют тектонические клинья фундамента. Возраст Мончегорского плутона оценивается в настоящее время примерно в 3 млрд. лет. На это указывают различные данные, в том числе полученные по изотопному составу рудного свинца [5] и радиогенного аргона [28].

Для собственно протерозойских комплексов имеются следующие гео-

хронологические данные. Возраст метаморфизованных филлитов Печенгской структуры, определенный (Rb—Sr)-методом, составляет 1650 млн. лет; для массивных сульфидных залежей в серпентинитах печенгской серии по рудному свинцу получены значения возраста 1850—1830 млн. лет [5], (Rb—Sr)-методом [23] определен возраст гранитов лицко-арагубского комплекса, прорывающих печенгский комплекс: 1720±25 и 1910±60 млн. лет.

К протерозойскому этапу относится становление комплекса щелочных гранитов, щелочных и нефелиновых сиенитов. Для щелочных гранитов, развитых в восточной части Кольского полуострова, получен возраст 1740±15 млн. лет, а для Сахариокского массива щелочных и нефелиновых сиенитов — 1780±50 млн. лет [23]. Этот этап геологической активности отразился и на возрасте более древних пород, определяемом (K—Ar)-методом. Изучение распределения (K—Ar)-датировок по биотитам и амфиболом по площади Кольского полуострова позволило выделить на его территории отдельные блоки с различной термической переработкой архейских пород в интервале времени в 1,7—1,9 млрд. лет [15].

Беломорский мегаблок сложен метаморфическими породами беломорской серии и прорывающими их плутоническими породами. В разрезе беломорской серии выделяются (снизу вверх) плагиогнейсы, амфиболиты и амфиболовые гнейсы, глиноземистые и двуслюдяные гнейсы с пластами амфиболитов. Мощность наблюдаемого разреза колеблется от 6—7 до 15 км. Вариации в оценке мощности связаны с различными представлениями об общей структуре беломорид.

Беломорский мегаблок представляет собой область длительного полициклического развития. Наиболее ранние деформации привели к образованию изоклинальных складок в условиях гранулитовой фации умеренного или повышенного давления. Последующий тектоно-метаморфический цикл начинается метаморфизмом в режиме высоких давлений при умеренной или высокой температуре одновременно с основным или ультраосновным магматизмом и заканчивается гранитизацией [12]. В это время возникают главные северо-западные складчатые структуры беломорид [24, 12] и образуются гнейсо-граниты, возраст которых — 2,6—2,8 млрд. лет.

В протерозойский этап на территории Беломорья эндогенные процессы начались с внедрения даек основного и ультраосновного состава, на которые накладывается несколько этапов складчатых деформаций, метаморфизм в условиях высоких давлений и разнообразный кислый магматизм, закончившийся формированием слюдоносных пегматитов.

Существуют различные представления о длительности и геологической сущности протерозойского этапа в Беломорье. В соответствии с одной точкой зрения территория Беломорья, сложенная породами архея, подверглась 1900—1800 млн. лет назад вторичной тектоно-плутонической переработке, которая была особенно интенсивна в пограничных зонах Беломорского мегаблока [6]. На севере она выражена формированием лапландских гранулитов, возраст которых определен в 1950 млн. лет. На юге, на контакте с Карельским мегаблоком, это мощная зона бластомилонитов, время формирования которой определено (K—Ar)-методом по разным минералам в 1800—1700 млн. лет.

Данные возраста (в млн. лет) для пород Беломорского мегаблока приведены ниже:

Пегматиты	1700—1800	U—Th—Pb
Пегматоидные граниты	1750, 1830	U—Th—Pb
Метаморфизм ¹	1920	U—Th—Pb

¹ Для гранулитового массива (пограничный шов между Кольским и Беломорским блоками).

Граниты III (постскладчатые)	2020	Rb—Sr
Граниты II (поздние)	2170	Rb—Sr
Метаморфизм (M ₄)	2370	Rb—Sr
Граниты II (ранние)	23020	Rb—Sr
Гнейсо-граниты	2800	U—Th—Pb
Граниты и пегматиты	2640	Rb—Sr
Метаморфические породы	2700	U—Th—Pb
Метаморфизм (M ₂)	2790	Rb—Sr

Структурно-метаморфические и геохронологические исследования с применением (Rb—Sr)-изохронного метода позволяют предполагать неоднократное проявление метаморфических и магматических процессов в интервале от 2,7 до 1,8 млрд. лет.

Карельский мегаблок представляет собой эпирхейский кратон, в строении которого выделяются складчатый и метаморфизованный гранито-зеленокаменный фундамент и протоплатформенный чехол. Общая последовательность геологических событий в архее (в млн. лет) представляется следующим образом:

Постскладчатые граниты (массив Карташи)	2810, 2020	U—Th—Pb [14]
	2800	U—Th—Pb [25]
	2130, 2870	Pb—Pb [7]
	2420	Pb—Sr Данные авторов
Гранитообразование и мигматиты	2720—3100	U—Th—Pb [17]
Метаморфизм (M ₂) и деформации (D ₃)	2280, 3020	Pb—Pb [7]
	2710	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar [8]
Интрузии и дайки дифференцированных основных пород Терригенная толща с конгломератами Дайки и интрузии тоналит-трондьемитов Метаморфизм (M ₁) и деформации (D ₁ и D ₂) Андезит-дацитовая серия Коматиит-базальтовая серия Древнейшие тоналиты	2850	U—Th—Pb Данные авторов

Абсолютный возраст пород, таким образом, характеризуется различными цифрами и требует дальнейшего изучения.

В фундаменте выделяются древнейшие тоналитовые и эндербитовые гнейсо-граниты, супракрустальный комплекс, состоящий из коматиит-толеитовой, андезитовой и терригенно-вулканогенной серий. Между второй и третьей сериями в некоторых поясах устанавливается структурное и метаморфическое несогласие. В целом супракрустальные комплексы испытали не менее пяти этапов деформаций и трех этапов метаморфизма, разделенных периодами промежуточной стабилизации. Периоду стабилизации соответствует внедрение роев даек основных пород и дифференцированных интрузий. Возраст одной из этих интрузий определен в 2900 млн. лет. Супракрустальные породы прорываются гранитоидами. Становление гранито-гнейсов и мигматитов происходило одновременно с поздним метаморфизмом и датируется от 3,1 млрд. лет на востоке до 2,7 млрд. лет в Западной Карелии.

К протерозою в Карелии относят сумийско-сариолийскую орогенную ятулийскую протоплатформенную формацию со следующей последовательностью геологических событий.

Свекофеннская вторичная активизация

Переотложение руд	1900—1800 млн. лет	Pb—Pb, по рудному свинцу [5] Rb—Sr. Данные авторов
Метаморфизм ятулийского платформенного чехла	1660	
Омоложение минералов пород фундамента	1650—1840	K—Ar, по биотиту Данные авторов
<i>Ятулийская формация</i> (протоплатформенный чехол)	2140 1960	U—Th—Pb, Данные авторов Pb—Pb, валовый [21]
<i>Сумийские</i> кварцевые порфиры Лехты	2420 1775 2020	U—Th—Pb. Данные авторов Rb—Sr, валовый Pb—Pb, валовый [21]

На большей части Карелии сумийско-сарполийская формация представлена андезит-базальтами и полимиктовыми конгломератами и лишь на границе с Беломорским блоком в разрезе значительное развитие получают кварцевые порфиры, для которых был определен возраст 2,5 млрд. лет (таблица).

Ятулийская формация представлена терригенными континентальными фациями в Центральной Карелии и морскими карбонатными фациями в южной части территории. Ее возраст определен по цирконам из габбро-диабазов, прорывающих ятулийские осадки, и (Pb—Pb)-методом по карбонатным породам.

Свекофеннская активизация, связанная с развитием в юго-западной части щита зоны свекофеннид и свекокарелид, привела на территории Фенно-Карельского массива к термальному прогреву и нивелировке (K—Ar)-возрастов биотитов до 1650—1850 млн. лет. С этими же событиями, по-видимому, связаны деформации и метаморфизм ятулийских пород протоплатформенного чехла и переотложение руд зеленокаменных поясов.

Ладожская зона составляет часть области свекокарелид Скандинавии. В ее строении принимают участие гнейсо-граниты фундамента, образующие купольно-глыбовые структуры среди метаморфических пород ладожской формации, терригенно-вулканогенные породы собственно ладожской формации и интрузивные породы кислого и основного состава, прорывающие метаморфические породы. В составе ладожской формации выделяются две серии — сортавальская и ладожская.

В истории ладожского тектономагматического цикла выделяются четыре этапа становления гранитов: дометаморфические плагиограниты, синультраметаморфические мигматиты, позднеультраметаморфические пегматидные граниты, пегматиты, мигматиты, постскладчатые и постметаморфические интрузии трахитоидных гранитов [15]. На востоке породы ладожской формации прорваны гранитами рапакиви (Салминский массив). На размытой поверхности массива залегают осадки и вулканы Салминской свиты.

Данные по изотопному возрасту пород ладожской зоны приведены в таблице. В ладожской зоне отчетливо устанавливается последовательность геологических событий — от древнего архейского гранитного фундамента с верхней возрастной границей в 2,7 млрд. лет до салминской свиты верхнего протерозоя.

В связи с отсутствием экстенсивного проявления более молодых, чем свекофеннские, эндогенных процессов оказался возможным анализ распределения (K—Ar)-датировок для выяснения тектонической истории в период, следующий за главными эндогенными процессами ладожской зоны. Анализ распределения (K—Ar)-датировок на площади Приладожья позволил показать, что территория состояла из блоков, испытавших само-

Изотопный возраст пород Ладожской зоны (в млн. лет)

Порода	По циркону	Валовый [27]	Валовый [27]	Модельный возраст рудного свинца [5]	(K-Ar) -метод	
					Минерал, порода	Возраст, млн. лет
Салминская свита		1370			По валовому составу [21]	1310—1410
Рапакиви	1570 [25]		1500—1600 [3]	1450	По биотиту, амфиболу [13]	1740—1160
Гранит Тервус (посторогенный)			1775		По биотиту	1380—1810
Пегматит	1800 [1]				По мусковиту [7]	1680—1760
Гранит пегматоидный			1830			
Метаморфизованные породы ладожской серии	1840 [25]	1780	1845	1780—1810	По биотиту	1520—1740
					По амфиболу	1740—1900
Сортавальская серия		2500		2060	По амфиболу	1520—1920,
		2600		2110		2130, 2510
Базитовые дайки (амфиболиты)		2970			По амфиболу	1700—2070, 2380
Гнейсо-граниты	2660 [25]		2280		По биотиту	1560—1700

стоятельные вертикальные перемещения; так, например, современный срез Коккосельского выступа поднялся выше критического уровня, устанавливаемого по биотиту, на 100 млн. лет раньше, чем Импилахтинский. Формирование куполов имеет длительную историю. Оно началось, судя по геологическим данным, во время формирования толщ и продолжалось после внедрения рапакиви.

В целом проведенный анализ формационного состава супракрустальных комплексов и эндогенных режимов при процессах метаморфизма позволяет говорить о различиях в геологическом развитии выделяемых трех мегаблоков уже на ранних этапах их существования. Широко проявившийся процесс гранитообразования в интервале времени 2,9—2,7 млрд. лет с переработкой древнейших тоналитов и ультраметаморфизмом перекрывающих их супракрустальных толщ привел к формированию мощной континентальной коры в конце позднего архея. В протерозое центральная часть Карелии представляла собой область наиболее ранней и наиболее полно выраженной (эпиархейской) консолидации [15]. В Кольской зоне в протерозое тектонический режим не был одинаковым: юго-восточная часть зоны, где формировался древний протоплатформенный чехол, испытывала медленное опускание. На остальной территории в протяженных тектонических зонах накапливались вулканогенно-терригенные комплексы. Затем, по-видимому, имело место погружение отдельных блоков, сопровождавшееся метаморфизмом, деформациями слагающих их пород и внедрением гранитоидов.

Древняя зона *беломорид* также прошла сложный полициклический

путь развития. Для этой зоны характерен продолжительный метаморфизм в условиях высоких давлений, сильное тектоническое сплющивание. Наиболее молодые эндогенные процессы свекофенской активизации привели к образованию полей слюдоносных пегматитов. Повторяемость плутонических процессов в течение более чем одного миллиарда лет, установленная с помощью детальных структурно-петрологических исследований и подтвержденная (Rb—Sr)-геохронологией, представляет большой теоретический интерес, но нуждается в подтверждении с помощью (U—Th—Pb)-метода.

Прилегающая к Фенно-Карельскому кратону с юго-запада зона *свекокарелид* представляет собой относительно молодую структуру, в которой в интервале времени от 2 до 1,8 млрд. лет назад был сформирован сложноподстилающийся и метаморфизованный ладожский комплекс пород. По-видимому, моноцикличность развития собственно ладожской серии объясняется наблюдаемое хорошее совпадение изотопных датировок, полученных разными методами.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Авдэйко Г.В.* Роль изотопного анализа свинца в определении геологического возраста. — Труды 3 сес. Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 153—162.
2. *Антонюк Е.С.* Состав и первичная природа метаморфических пород лебяжинского гнейсо-сланцевого комплекса. — В кн.: Геохимическая эволюция метаморфических комплексов докембрия Кольского полуострова. Апатиты, 1976.
3. *Батиева И.Д., Бельков И.В.* Гранитоидные формации Кольского полуострова. — В кн.: Очерки по петрологии, минералогии и металлогении гранитов Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, с. 5—143.
4. *Бибикова Е.В., Тугаринов А.И., Грачева Т.В., Константинова М.В.* О возрасте гранулитов Кольского полуострова. — Геохимия, 1973, № 5, с. 664—675.
5. *Виноградов А.П., Тарасов Л.С., Зыков С.И.* Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. — Геохимия, 1959, № 7, с. 517—607.
6. Геохронологические рубежи и геологическая эволюция Балтийского щита. Л.: Наука, 1972. 193 с.
7. *Герлинг Э.К., Лобиков А.Ф., Овчинникова Г.В., Яковлева С.З.* Геохимические изотопно-свинцовые исследования древнейших пород Центральной Карелии. — В кн.: Изотопная геохронология докембрия: Тез. докл. 11 сес. Комис. по определению абсолютного возраста геол. формаций. Уфа, 1979, с. 24—25.
8. *Гороховский Б.М.* Применение искусственных нейтронно-индуцированных изотопов при датировании природных объектов методом геохронологии: Автореф. дис. . . . наук. 1977.
9. *Горохов И.М., Герлинг Э.К.* Геологическое положение и возраст пород восточной части Балтийского щита. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 353—411.
10. *Горяинов П.М.* Два типа серогнейсовых комплексов Кольского полуострова — два этапа формирования континентальной коры. — В кн.: Древнейшие гранитоиды ("серые гнейсы") СССР. Л.: Наука, 1981, с. 30—48.
11. *Дук Г.Г.* Структурно-метаморфическая эволюция пород печенгского комплекса. Л.: Наука, 1977. 106 с.
12. Земная кора восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1978. 228 с.
13. *Кольцова Т.В., Левковский Р.З.* Степень окисленности железа как возможный индикатор сохранности ^{40}Ar в биотитах из пород формаций рапакиви. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 9, с. 33.
14. *Левченко О.А., Макеев А.Ф., Шуляшко И.К.* и др. Уран-свинцовое изохронное датирование цирконов гетерогенного строения. — Докл. АН СССР, 1980, т. 251, № 2, с. 423—426.
15. *Лобач-Жученко С.Б.* Гранитообразование в становлении и эволюции земной коры Балтийского щита. — В кн.: Проблемы тектоники раннего докембрия. Л.: Наука, 1980, с. 123—138.
16. *Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С.* Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 208 с.
17. *Лобиков А.Ф., Лобач-Жученко С.Б.* Изотопный возраст гранитов Палаламбин

ского зеленокаменного пояса Карелии. — Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 729—733.

18. *Мирская Д.Д.* Вопросы структуры Кейвской зоны в связи с геофизическими данными. — В кн.: Региональная геология, металлогения и геофизика. Апатиты: Колеск. ФАН СССР, 1974, с. 28—33.

19. *Перевозчикова В.А.* Основные черты тектонического строения северо-западной части Центрально-Кольского антиклинорного поднятия и вопросы корреляции супракрустальных комплексов. — В кн.: Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л.: Наука, 1968, с. 25—31.

20. *Попов В.Е., Соботович Э.В., Тарасенков А.М.* О нижней возрастной границе ятулия. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 901—903.

21. *Попов В.Е., Соботович Э.В., Искандерова А.Д.* и др. Геохронологические рубежи Саво-Ладожской геосинклинальной области. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 3, с. 684—687.

22. Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976. 72 с.

23. *Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И.* Геохронометрические реперы докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1978. 135 с.

24. *Стенарь М.М.* Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломориды Западного Беломорья). — Геотектоника, 1972, № 5, с. 42—52.

25. *Тугаринов А.И., Бибикина Е.В.* Геохронология Балтийского щита по данным цирконометрии. М.: Наука, 1980, с. 130.

26. *Birch J.L., Allegre C.Y.* (^{87}Rb — ^{87}Sr)-systematics of Montscha Tundra mafic pluton (Kola peninsula, USSR). — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, vol. 20, N 2, p. 266—274.

27. *Gorochov J.M., Varschavskaja E.S., Kutjavin E.P., Lobach-Zhuchenko S.B.* Preliminary Rb-Sr geochronology of the North Ladoga region, Soviet Karelia. — Eclog. geol. helv., 1970, vol. 63, N 1, p. 95—104.

28. *Kaneoka J.* Investigation of excess argon in ultramafic rocks from Kola Peninsula by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -method. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1974, vol. 22, N 2, p. 145—156.

УДК 551.71+550.93

Н.П. Щербак, К.Е. Есипчук

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Украинский щит относится к числу наиболее детально и всесторонне изученных районов развития докембрия на территории Советского Союза. Это достигнуто благодаря проведению крупномасштабной геологической съемки с применением в больших объемах глубокого бурения, широкого развития комплексных геофизических исследований, в частности глубинно-сейсмического зондирования, а также в связи с углублением знаний о петрогенезисе и геохимии геологических процессов, происходивших в докембрии. На сегодняшний день отчетливо выяснены геологические соотношения между большинством стратиграфических подразделений, получены надежные изотопные данные, позволившие уточнить основные стратиграфические рубежи и датировать время проявления вулканизма, седиментации, метаморфизма, магматизма и гранитизации (таблица).

В геологической истории Украинского щита выделяются три основных этапа. О первом, раннеархейском этапе мы имеем очень мало сведений. С ним связано формирование кристаллического основания, подстилающего осадочно-вулканогенные образования конкско-верховцевской серии. Время формирования кристаллического основания достоверно не известно, но для перекрывающих его вулканитов из вышележащего структурного этажа установлены значения возраста в 3100—3150 млн. лет. В значительной степени условно в составе этого древнейшего кристаллического основания выделяется аульская серия, сложенная гнейсами разного состава (преобладают амфибол- и пироксеносодержащие разновидности), амфиболитами и пи-

роксенсодержащими кристаллическими сланцами. Метаморфические породы интенсивно гранитизированы. Прорывающие аульскую рию плагиограниты перекрываются осадочно-вулканогенной толщей конкско-верховцевской серии, однако изотопными данными их раннеархейский возраст пока не подтвержден.

Со вторым, позднеархейским этапом связано накопление мощных осадочно-вулканогенных толщ. Наиболее полно изучена стратиграфия конкско-верховцевской серии, в ее пределах только белозерская свита характеризуется широким развитием первично-осадочных пород, представленных метапесчаниками, железистыми кварцитами, кварц-серцитовыми и хлоритовыми сланцами. В составе конкской и тепловской свит существенно преобладают метавулканы основного состава, представленные базальтами и порфиритами; широко развиты также вулканы среднего и кислого состава. Общая мощность серии — 10–12 км.

Характерной особенностью конкско-верховцевской серии является низкий метаморфизм слагающих ее пород, соответствующий зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям; лишь на периферических участках синклинальных структур, к которым приурочено развитие этой серии, степень метаморфизма повышается до уровня амфиболитовой фации. Метаморфизм трех других верхнеархейских серий, которые коррелируются с конкско-верховцевской, значительно выше (гранулитовая, реже амфиболитовая фации). Предполагаем, что такая разница в метаморфизме обусловлена разной степенью консолидации земной коры в пределах рассматриваемых районов к началу накопления вулканогенно-осадочных толщ рассматриваемых серий.

Апоандезиты и апокератофиры конкско-верховцевской серии содержат в небольшом количестве акцессорный циркон, сингенетичный характер которого не вызывает сомнения, и, следовательно, по нему можно надежно датировать время проявления вулканизма. Изотопный возраст циркона из метавулканитов конкской и белозерской свит составляет 3100–3150 млн. лет.

Верхняя возрастная граница конкско-верховцевской и других метаморфических серий, отнесенных к архею, определяется временем образования гранитов днепровского и звенигородского комплексов, а также эндербитов Побужья (2600–2900 млн. лет). В этих же возрастных пределах находятся даты, полученные по дайкам диабазов, а также галениту и буланжериту, вкрапленным в кварцево-карбонатные прожилки, пересекающие кварц-серцитовые сланцы белозерской свиты. За верхний временной рубеж позднеархейского этапа (2600 млн. лет) принят возраст наиболее лейкократовых разновидностей существенно калиевых гранитов Среднего Приднпровья (послескладчатые лейкократовые граниты повышенной щелочности).

Наиболее широко представлены на Украинском щите образования раннепротерозойского этапа, к которому относится формирование геосинклинальных и субгеосинклинальных вулканогенно-осадочных толщ. Разрезы серий, представляющих нижней протерозой в разных районах щита, заметно различаются между собой. Общим для них является резкое преобладание осадочных пород над вулканогенными и заметно возросшая (по сравнению с археем) степень дифференциации осадочных образований. В составе нижнепротерозойских толщ особенно широко развиты карбонатные, кремнистые и высокоглиноземистые породы.

Наиболее детально в настоящее время изучен разрез криворожской серии, принимаемый многими исследователями за стратотипический. Серия расчленяется на четыре свиты: существенно вулканогенную новокриворожскую, терригенную скелеватскую, вулканогенно-осадочную продуктивную

Корреляционная стратиграфическая схема докембрия Украинского щита

Подгруппа	Геохронологический рубеж (млн. лет)	Структурно-геологические районы и развитие в их пределах серии и свиты метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород		
		Северо-западный	Днестровско-бугский	Росинско-тикичский
Верхний протерозой	1650 ± 50	Овручская серия Толкачевская свита Збраньковская свита		
Нижний протерозой	1900 ± 100	Пугачевская серия		
		Тетеревская серия Клесовская свита Городская свита Кочеровская свита Станишовская свита	Бугская серия Синицовская свита Хащевато-завальевская свита Кошаро-александровская свита	Тетеревская и бугская серии (нерасчлененные)
Верхний архей	2600 ± 100	Днестровско-бугская серия Росинско-тикичская серия		
Нижний архей	3200 ± 150			

саксаганскую свиту, в составе которой выделяются семь железистых горизонтов и такое же количество разделяющих их сланцевых, и гданцевскую свиту, сложенную в основном хемогенно-терригенными осадками. Общая мощность серии превышает 4500 м. Породы криворожской серии на преобладающей площади их развития слабо метаморфизованы и практически не

Структурно-геологические районы и развитие в их пределах серии и свиты метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород			Магматический комплекс
Ингуло-ингулецкий	Приднепровский	Приазовский	
			Дайковый комплекс Проскуровский комплекс щелочно-ультраосновных пород Каменноугольский и пержанский гранитоидные комплексы
	Верхнекриворожская серия	Осипенковско-гуляйпольская серия	Дайковый комплекс Коростенский комплекс габбро-лабрадоритов и гранитов рапакиви Восточноприазовский граносиенитовый комплекс Черниговский комплекс карбонатитов и щелочно-ультраосновных пород
Ингуло-ингулецкая серия Родионовская свита Чечелевская свита Артемовская свита Зеленореченская свита	Криворожская серия Гданцевская свита Саксаганская свита Скелеватская свита Новокриворожская свита	Центрально-приазовская серия Сачинская свита Темрюкская свита	Дайковый комплекс Кировоградско-житомирский гранитоидный комплекс Комплекс основных и ультраосновных доскладчатых и соскладчатых интрузий
Конкско-верховцевская серия (нерасчлененная)	Конкско-верховцевская серия Тепловская свита Белозерская свита Конкская свита	Западно-приазовская серия	Дайковый комплекс Днепровский и звенигородский гранитоидные комплексы Комплекс основных и ультраосновных доскладчатых и соскладчатых интрузий
	Аульская серия		Плагииграниты

гранитизированы, что позволяет отличать их от типичных геосинклинальных образований раннепротерозойского возраста.

Остановимся более подробно на обосновании нижней и верхней возрастных границ криворожской серии. Прежде всего следует отметить, что она залегает на денудированной поверхности гранитоидов днепровского комп-

лекса и метаморфических пород конкско-верховцевской серии. В метапесчаниках и цементе метаконгломератов криворожской серии присутствуют кластогенный циркон из гранитов днепровского комплекса. Галька криворожских конгломератов вмещает сульфидную минерализацию возраста 2700–2300 млн. лет. Вместе с тем кластогенный материал из протерозойских гранитоидов в криворожских метасаммитах не установлен, что и дает основание оценивать время седиментации этой толщи ориентировочно в 2200–2400 млн. лет. Верхняя возрастная граница криворожской серии определяется проявлением секущих жил гранитов кировоградско-житомирского комплекса и образованием натриевых метасоматитов, надежно датированных изотопными методами. Этот рубеж составляет 1850 ± 100 млн. лет. Для остальных раннепротерозойских метаморфических серий характерна высокая степень метаморфизма, достигающая уровня амфиболитовой и гранулитовой фации, и интенсивное проявление гранитизации. Нижняя возрастная граница ни для одной из этих серий надежно не установлена, имеются лишь данные о возрасте вулканитов клессовской свиты тетереvской серии, составляющем 2100–2200 млн. лет.

Верхние возрастные границы для тетереvской, ингуло-ингулецкой и центрально-приазовской серий совпадают со временем образования гранитов кировоградско-житомирского комплекса (1900 млн. лет). Гранитизация бугской серии с образованием гранитоидов подольского комплекса завершилась несколько раньше (2200 ± 100 млн. лет тому назад). Именно поэтому секущие жилы гранитов житомирского типа устанавливаются среди гранитов подольского комплекса.

Тетереvская серия, развитая в северо-западной части Украинского щита, расчленяется на четыре свиты. Станишовская и городская сложены в основном биотитовыми и высокоглиноземистыми гнейсами (с гранитом, кордиеритом, силлиманитом); в составе кочеровской свиты широко развиты карбонатные породы, а клесовская имеет существенно вулканогенный состав. Суммарная мощность тетереvской серии около 9 км.

С тремя нижними свитами тетереvской серии хорошо сопоставляются кошаро-александровская, хашчевато-завальевская и синицовская свиты бугской серии, площадь развития которой расположена южнее, в пределах Днестровско-Бугского района. Для разреза хашчевато-завальевской свиты характерно широкое развитие наряду с карбонатными породами графитовых гнейсов, а также появление довольно мощных пачек железисто-кремнистых пород. В низах разреза этой серии выделяются еще две свиты: каменно-костоватская, сложенная преимущественно основными и средними вулканитами, метаморфизованными в гранулитовой фации, и рощаховская, в составе которой преобладают высокоглиноземистые гнейсы. Мощность бугской серии достигает 10–11 км.

Разрезы ингуло-ингулецкой и центрально-приазовской серий, которые довольно хорошо коррелируются между собой, а также с бугской и тетереvской сериями, в общем сходны. Каждая из них тоже расчленяется на несколько свит; при этом, как правило, в нижних свитах преобладают высокоглиноземистые породы, ассоциирующие с метавулканитами основного и среднего состава. Железисто-кремнистые породы обычно приурочены к средним, а карбонатные — к верхним частям разрезов этих серий.

1900 млн. лет назад в основном было завершено формирование коры континентального типа в пределах Украинского щита — важнейший возрастной рубеж в докембрии этого региона: он вступает в стадию субплатформенного и платформенного развития. В период 1900–1700 млн. лет на отдельных участках щита в пределах трогообразных прогибов и межгорных впадин происходит накопление субплатформенных вулканогенно-оса-

дочных толщ пугачевской, верхнекриворожской и гуляйпольско-осипенковской серий. Все они характеризуются низкой степенью метаморфизма, хотя по составу и интенсивности деформаций заметно различаются. Интрузивный магматизм этого этапа проявился в формировании субплатформенных массивов габбро-анортозитов и гранитов рапакиви (Коростенский и Корсунь-Новомиргородский), а также пород щелочно-ультраосновной формации, карбонатитов и граносиенитов в пределах юго-восточной окраины щита, юго-западного и северо-восточного его склонов. Субплатформенный этап завершается формированием гранитов рапакиви (1650 ± 50 млн. лет).

С платформенным этапом связано накопление практически неметаморфизованной очень полого дислоцированной вулканогенно-осадочной овручской серии, залегающей на размытой поверхности пород Коростенского плутона. В составе серии выделяются две свиты, одна из которых имеет существенно вулканогенный (збраньковская), а другая (толкачевская) — терригенный состав. Общая мощность овручской серии превышает 1000 м. С этим же этапом связано внедрение даек основного и ультраосновного состава, образование небольших массивов субщелочных гранитов (каменномогильский тип) и проявление щелочно-ультраосновного магматизма (проскуровский комплекс).

К позднему протерозою относится также проявление на Украинском щите интенсивных метасоматических преобразований в зонах разломов, сопровождающихся зачастую редкометалльной минерализацией. Одной из наиболее крупных является Пержанская зона в северо-западной части щита, где метасоматическим преобразованиям подверглись в основном породы раннепротерозойского возраста. Время проявления этих процессов — 1200 млн. лет.

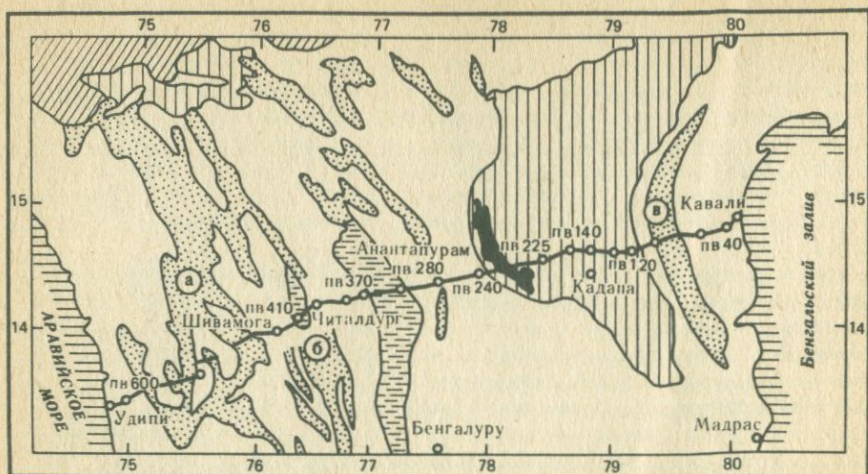
УДК 551.14 (540+267) :550.3

*А.В. Чекунов, В.Б. Сологуб, В.И. Старостенко, Г.Е. Харечко,
О.М. Русаков, В.Г. Козленко, А.С. Костюкевич*

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ИНДОСТАНА И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Изучение земной коры и верхней мантии Индостана и соседних с ним регионов представляет исключительный интерес, так как Индостан и сопредельные части океана расположены в пределах крупнейшего на Земле опускания поверхности геоида (минимума геопотенциала), обнаруженного морскими гравиметрическими наблюдениями и спутниковыми измерениями [14]; Индостанская плита, согласно представлениям новой глобальной тектоники [5], при распадае Пангеи около 200 млн. лет назад отделилась от Антарктиды, Мадагаскара и Африки и, переместившись к северу на 9 тыс км, столкнулась с Евразийской плитой, создав в зоне коллизии высокогорную систему Гималаев, где кора Земли является одной из самых мощных (до 75 км); между Индостаном и Мадагаскаром, согласно представлениям фиксистов, существовал соединявший их материк Лемурия. Подобные же континентальные массивы располагались к югу и востоку от Индостана. Все они недавно затонули, а земная кора подверглась океанической базификации [6].

Изученность глубинного строения Индостана и северной части Индийско-



Р и с. 1. Схема расположения профиля ГСЗ Удипи—Кавали через Индостан

1 — области развития нерасчлененных, в том числе архейских, гранито-гнейсов; 2 — пояса раннепротерозойской дарварской складчатости: а — Шивамогский, б — Читалдургский, в — Неллорский; 3 — области развития интрузивных клоселетских и аналогичных им гранитов; 4 — Кадапахский бассейн и другие районы развития кадапахских образований; 5 — Деканская синеклиза, заполненная трапповыми образованиями; 6 — интрузии основных и ультраосновных пород; 7 — линия профиля ГСЗ с пунктами взрыва

го океана все еще слабая и пока не позволяет дать однозначных решений указанных и еще очень многих других, не менее интересных и важных проблем. В последнее десятилетие достигнуты заметные успехи в исследовании глубинных зон рассматриваемых районов. В существенной степени они обусловлены реализацией совместной советско-индийской программы по изучению Индийского щита методом ГСЗ (Институт геофизики АН УССР и Национальный геофизический исследовательский институт Индии), а также наблюдениями гравитационного и магнитного полей, выполненными сотрудниками ИГ АН УССР в Аравийском море и Бенгальском заливе во время рейсов научно-исследовательских и гидрографических судов.

Совместные советско-индийские работы по ГСЗ были проведены в пределах Индийского щита и в области деканских траппов. Основным профилем, дающим наиболее полное представление о строении земной коры щита, является профиль Удипи—Кавали, имеющий длину 600 км и проходящий в районе 13—15° с. ш. через весь Индостанский полуостров от Аравийского моря до Бенгальского залива (рис. 1). Плотные системы наблюдений позволили советским и индийским исследователям составить весьма надежный и детальный разрез земной коры [11, 13]. Этот разрез в дальнейшем был дополнен и детализирован, особенно в верхней части, в результате применения новой, разработанной в ИГ АН УССР А.С. Костюкевич автоматизированной системы подбора скоростных моделей, базирующейся на циклическом решении линеаризованной обратной задачи кинематической сейсмологии. Такой дополненный и уточненный разрез приведен на рис. 2 (см. вкл.). Анализ результатов показывает следующее. Профиль Удипи—Кавали пере-

секает участки развития древних, в том числе архейских гранито-гнейсов, складчатые раннепротерозойские дарварские системы и чехольный Кадапахский бассейн, образовавшийся в позднем протерозое. Сильно метаморфизованные гранито-гнейсовые образования, объединяемые в додарварский комплекс с возрастом около 3 млрд. лет, распространены главным образом в центральной части профиля. Дарварский комплекс сложен зеленокаменными, преимущественно метасадочными и вулканогенными породами (зеленые сланцы, кварциты, в том числе железистые, конгломераты, кислые и средние лавы). Он образует три узкие, вытянутые в субмеридиональном направлении синклиновые (или круто моноклиальные) структуры: Шивамогскую и Читалдургскую на западе и Неллорскую на востоке щита. В центральной части профиля остатки дарварских геосинклинальных систем почти отсутствуют. Кадапахская синеклиза (восточная часть профиля) выполнена сланцами, кварцитами, песчаниками, залегающими горизонтально. Западное крыло этой асимметричной структуры практически не деформировано, к востоку степень дислокации возрастает, здесь же появляется большое количество наклонных разломов с надвиговыми смещениями на запад.

Сейсмическое волновое поле имеет преимущественно штриховой характер [11, 13]. Регулярными, повсеместно прослеживаемыми являются волны, слабо рефрагированные в консолидированной коре (5,8–6,4 км/с), отраженные от раздела Мохоровичича (М) в области критического угла (в 80–120 км от источника возбуждения) и преломленные на той же границе (7,9–8,15 км/с) после кинематического выхода в первые вступления (с 170–190 км). В отдельных частях профиля наблюдаются весьма протяженные волны от промежуточных границ в коре, имеющие определенную геологическую приуроченность (области развития пород дарварского комплекса, восточная часть Кадапахского бассейна).

Скорости распространения продольных упругих волн в приповерхностной толще консолидированной коры составляют 5,8–6,2 км/с, здесь многочисленны скоростные неоднородности, связанные с пестротой геологического строения (рис. 2, а). Глубже значения скорости сравнительно плавно увеличиваются до 7,0–7,3 км/с вблизи раздела М, после которого резко возрастают до 8,1–8,2 км/с.

В целом земная кора Индийского щита, как и других регионов мира, имеет слоисто-блоковое строение. Блоки разделяются разломами различного порядка, наиболее значительные из них имеют, несомненно, глубинное, мантийное происхождение. Блоки отличаются друг от друга мощностью коры, степенью и характером сейсмической расслоенности, строением сейсмических горизонтов, скоростными разрезами. По этим признакам на участке профиля Удипи–Кавали щит с запада на восток может быть разделен на три основных блока: Читалдургско-Шивамогский, Центральный и Кадапахский. Каждый из них имеет свою более мелкую внутреннюю блокировку.

В Читалдургско-Шивамогском блоке мощность земной коры 40–42 км, значения уменьшаются к западу. На глубине 10–15 км в западной и восточной частях блока прослеживается условный отражающий горизонт. В центральной части блока, где развиты граниты, этот горизонт отсутствует. На крайнем западе профиля, по мере приближения к Аравийскому морю, все отражающие элементы и линии изоскоростей испытывают общий подъем.

Сочленение Читалдургско-Шивамогского блока с Центральным происходит по довольно пологому разлому, трассируемому серией погружающихся на восток отражающих площадок (рис. 2, б). Поскольку значения скоро-

стей в его висячем боку меньше, чем в лежащем, а глубина денудационного среза на поверхности, по геологическим данным, больше, можно считать, что Центральный блок надвинут с востока на запад на Читалдургско-Шивамогский. Толщина коры в Центральном блоке уменьшается до 36–38 км. Выдержанные промежуточные границы в коре отсутствуют. В восточной части блока значения скоростей еще более возрастают.

Границу между Центральным и Кадапахским блоками образует крупный глубинный разлом, падающий на восток. Непосредственно в лежащем боку разлома толщина коры увеличивается, сейсмическая расслоенность уменьшается, скоростной разрез при общих наиболее высоких для профиля значениях параметров становится сложным, инверсионным. Инверсия обуславливается наличием крупного высокоскоростного (6,5–6,9 км/с) тела, находящегося на глубинах 3–10 км и создающего на поверхности, в силу повышенной плотности, гравитационную аномалию. Очевидно, это магматическое тело, приуроченное к разлому, разделяющему Центральный и Кадапахский блоки. Обнажения основных и ультраосновных пород в крайней западной части Кадапахской впадины соответствуют, надо полагать, апикальным частям этого интрузива.

Глубина до раздела М в Кадапахском блоке 42–45 км, что максимально для профиля. В верхней части коры под Кадапахской впадиной наблюдаются отражающие площадки, образующие в совокупности два полого погружающихся на восток горизонта, один из которых может быть интерпретирован как фундамент впадины, а другой (нижний) — как аналог горизонта, выделяемого в Читалдургско-Шивамогском блоке. Оба эти горизонта прослеживаются значительно восточнее геологической границы впадины. По совокупности этих данных можно заключить, что восточное ограничение Кадапахской впадины представляет собой довольно пологий глубинный надвиг, по которому развитые восточнее древние гранито-гнейсы с покоящейся на них дарварской раннепротерозойской Неллорской системой надвинуты на запад километров на 20–30. Надвижение должно было происходить после формирования впадины, т. е. после раннего рифея.

Итак, три главных блока Индийского щита: Читалдургско-Шивамогский, Центральный и Кадапахский, отличающиеся по глубинам залегания промежуточных сейсмических горизонтов, имеют разную толщину земной коры и неодинаковый денудационный срез. Это позволяет оценить вертикальное смещение указанных блоков относительно друг друга. За условный уровень отсчета примем гипсометрическое положение Читалдургско-Шивамогского блока, так как в его пределах дарварский комплекс представлен наиболее широко. Разница в глубинах до раздела М в первых двух блоках составляет 4–6 км. Поскольку в Центральном блоке образования дарварского комплекса почти полностью эродированы, можно заключить, что этот блок приподнят относительно Читалдургско-Шивамогского на 4–6 км. Не исключено, что приподнятое положение блока обуславливает отсутствие в нем промежуточных сейсмических горизонтов, развитых западнее. Возможно, что они размыты или перемещены на глубины, слишком малые, чтобы быть обнаруженными при использовавшихся системах наблюдений ГСЗ.

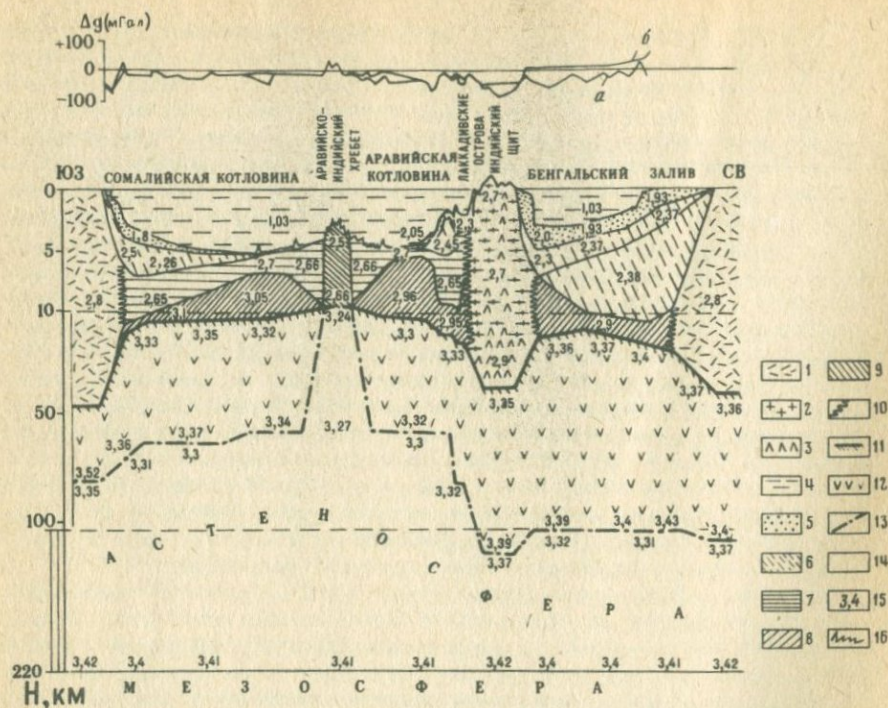
Разница в глубинах до раздела М между первым и третьим блоком составляет 2–5 км, вторым и третьим — 5–10 км. Примерно такие же величины смещений наблюдаются по результатам сравнения глубин залегания промежуточных сейсмических горизонтов. Кадапахский блок, таким образом, наиболее опущен, он гипсометрически ниже Читалдургско-Шивамогского и Центрального блоков на указанные величины. Об этом свидетельствует и то, что в пределах блока сохранились от размыва наиболее молодые образования Кадапахской впадины.

Сравнение Индийского и других щитов мира (Украинского, Балтийского, Канадского и др.) показывает, что в их глубинном строении много общего. Повсеместно хорошо выражены поверхность кристаллического субстрата и раздел М. Скоростные и плотностные параметры коры и переход от существенно "гранитного" комплекса коры к "базальтовому" происходит постепенно. Первый из этих комплексов значительно мощнее второго. Дислоцированность и сейсмическая неоднородность верхней части коры с глубиной уменьшаются или становятся менее ощутимы. Выдержанные промежуточные горизонты наблюдаются не везде и, по-видимому, имеют различную природу. Геологическая ситуация на Украинском щите позволила трактовать широко развитый в его пределах сильный отражающий горизонт на глубинах 5—20 км как поверхность ныне гранитизированного древнего фундамента лунной стадии развития [8, 12]. Можно предположить, что подобную же природу имеют и хорошо выраженные промежуточные сейсмические горизонты (или некоторые из них) в разрезах других щитов мира. Мощность земной коры щитов в целом меняется сравнительно ненамного (35—45 км). Общая закономерность изменений состоит в том, что щиты, расположенные в центральных или внутренних частях материков, имеют более толстую кору, чем их аналоги, соседствующие с океанами. Так, например, мощности коры Индийского и Балтийского щитов примерно одинаковы, в то же время они меньше, чем у Украинского.

Сравнение сейсмической модели Индийского щита с его гравитационным полем показывает следующее. Ориентировка изоаномал хорошо согласуется с простираемостью геологических структур. Дарварским складчатым системам соответствуют аномалии с относительно повышенными значениями силы тяжести. Кадапахская впадина в гравитационном поле отчетливо проявлена. Локальные аномалии щита, таким образом, связаны с плотностными неоднородностями в верхней толще земной коры, обусловленными особенностями геологической обстановки.

В то же время обращает на себя внимание несоответствие между сейсмической моделью щита по данным ГСЗ и необычно низким по общему уровню зафиксированным отрицательным полем. Это несоответствие не может быть объяснено королями эффектами ("легкостью" коры Индийского щита), а имеет более глубокую мантийную природу. Оно, возможно, как-то связано с крупным минимумом геопотенциала, в пределах которого расположен Индостан [14].

Для анализа влияния мантийных зон, находящихся ниже земной коры, а также с целью создания глубинной плотностной модели тектоносферы в целом для большой площади от Африки до восточного побережья Бенгальского залива, включая Индостан, были произведены соответствующие расчеты. В методическом отношении они представляют собой первую попытку построения уравновешенного плотностного разреза земной коры и верхней мантии путем вариаций плотности в комбинации с подбором наблюдаемого поля силы тяжести. Основная идея такого подхода состоит в последовательном уточнении и детализации части глобальной плотностной модели, относящейся к внешней геосфере. Для каждой достаточно крупной геоструктуры до уровня глубины 220 км (мезосфера) строились плотностные колонки. Глубже 220 км модель принималась сферически-симметричной. В качестве такой модели была принята универсальная функция приведения, разработанная ранее [1]. Колонки подбирались таким образом, чтобы распределение плотности в них удовлетворяло требованиям постоянства массы и момента инерции. Из полученных колонок монтировался плотностной разрез, гравитационный эффект которого должен соответствовать наблюдаемому полю. С помощью вариаций плотности по заданным параметрам



Р и с. 3. Разрез тектоносферы по линии Момбаса—Мадрас—Читтагонг (вертикальный масштаб меняется с глубиной)

1—3 — континентальная кора: 1 — нерасчлененная, 2 — “гранитный” комплекс, 3 — “базальтовый” комплекс; 4 — водный слой; 5—9 — океаническая кора: 5 — рыхлые осадки, 6 — полуконсолидированные и консолидированные осадки, 7 — океанический слой 2, 8 — океанической слой 3, 9 — смешанные коромантийные образования под срединно-океаническим хребтом; 10 — зоны перехода от континентальной к океанической коре; 11 — раздел М; 12 — нижняя часть литосферы; 13 — поверхность астеносферы; 14 — астеносфера; 15 — значения плотности ($\text{г}/\text{см}^3$); 16 — кривые Δg (а — наблюдаемая, б — расчетная)

верхних частей разреза определялись возможные модели глубинного строения структур [10]. В построенных таким способом плотностных разрезах земная кора и верхняя мантия находятся в органической взаимосвязи: изменение плотностей в коре автоматически влечет за собой закономерное перераспределение соответствующих параметров в низах разреза; при этом уровень гравитационного поля над каждой данной колонкой не меняется. Изменение параметров смонтированных в разрез колонок также не должно влиять на уровень поля по всему разрезу. Это требование налагает очень жесткие ограничения на подбираемые величины — плотности и мощности горизонтов.

Построенный подобным образом разрез тектоносферы протяженностью 5 тыс. км, пересекающий Сомалийскую котловину, Аравийско-Индийский срединно-океанический хребет, Аравийскую котловину, Лаккадивские острова, Индостан и Бенгальский залив, приведен на рис. 3. В разных частях он имеет разную степень обоснованности. Концы разреза располагаются на континентальных структурах Африки и Азии, представленных в обоб-

щенном виде. Строение земной коры вдоль разреза определялось для зоны перехода от Африки к Индийскому океану и Сомалийской котловины по сейсмическим данным [4], для Аравийско-Индийского хребта, Аравийской котловины и системы Лаккадивских поднятий — по результатам односторонних сейсмических зондирований [4], для Лаккадивского моря — по материалам гравитационного моделирования [2, 7], для Индийского щита — по приведенным выше данным профиля ГСЗ Удипи—Кавали, для Бенгальского залива — по материалам сейсмопрофилирования и ГСЗ [15].

Для литосферы в целом была задана мощность, которая на континентах определялась по дисперсии поверхностных волн Рэлея [16—18], на океане подсчитана по эмпирической зависимости между возрастом и толщиной литосферы [9]. Определяемыми были плотность литосферы и астеносферы. Расчеты выполнены по 21 колонке, в совокупности характеризующих все крупные структуры, пересекаемые разрезом.

В процессе подбора, состоящего из трех полных итераций, выявилась необходимость изменения исходной модели. Так, в зоне перехода от Африканского континента к Индийскому океану по сравнению с данными, приведенными в геолого-геофизическом атласе Индийского океана [4], мощность осадочной толщи пришлось увеличить от 3,5 до 5 км. При переходе от Индостана к Бенгальскому заливу подбором была определена толщина осадочного выполнения, ранее неизвестная. Все изменения и определения проводились с соблюдением требования постоянства массы и момента инерции в данном объеме.

Модельное гравитационное поле на рис. 3 удовлетворительно согласуется с наблюдаемым в юго-западной части разреза. В северо-восточной части имеет место систематическое расхождение (в среднем на 50 мГал), которое можно объяснить влиянием региональной составляющей поля, соответствующей северному крылу Индийского минимума геопотенциала [14]. При заданных значениях исходных параметров (некоторые из них известны достаточно надежно) плотностная модель, приведенная на рис. 3, представляется вполне реальным приближением к истинной картине. Важно, что изменение даже одного параметра автоматически влечет за собой изменение количественных характеристик всей колонки. Это, в свою очередь, является ограничением для произвольных изменений параметров разреза в целом.

Из разреза (см. рис. 3) следует, что при заданном строении верхней части разреза и положении поверхности мезосферы тектоносфера рассматриваемого района характеризуется следующими чертами:

1) Африка и Индостан имеют земную кору обычной для континентов толщины (35—45 км). В разрезе коры Индостана отмечены высокоскоростные тела, вероятно интрузивные, возможно, связанные с верхней мантией (рис. 3). Структуры Индийского щита выходят за пределы континента на 150—300 км от береговой линии;

2) на участках континентальных склонов толщина земной коры уменьшается до 7—10 км. На "базальтовом" слое океанической коры в Сомалийской котловине в Бенгальском заливе залегают мощная толща рыхлых молодых осадков;

3) Лаккадивские острова имеют переходную по мощности (17 км), но субокеаническую по плотностной характеристике земную кору. Кроме того, в части акватории между Индостаном и Лаккадивскими островами исчезают развитые западнее магнитные аномалии, характерные для океанической коры. Здесь же, по данным сейсмических исследований, в верхней части коры пропадают структуры континентального типа, прослеживающиеся восточнее [2];

4) рифтовое сооружение Аравийско-Индийского срединно-океаническо-

го хребта имеет глубокие "корни", уходящие в астеносферу. Земная кора и литосфера в зоне рифта разуплотнены, раздел М не прослеживается, астеносферный мантийный материал проникает вплоть до поверхности дна, что согласуется с данными [3]. По мере удаления от Аравийско-Индийского хребта плотность литосферы закономерно увеличивается, что независимым образом свидетельствует в пользу кристаллизационной модели образования литосферы [9];

5) под Бенгальским заливом литосфера уплотнена по сравнению с литосферой стандартной котловины с возрастом около 100 млн. лет;

6) повсеместно в сечении разреза развита астеносфера. Ее мощность уменьшается под континентами и увеличивается под океаническими пространствами, особенно под Аравийско-Индийским хребтом. Астеносфера неоднородна по плотности в латеральном и вертикальном направлениях.

Комплексное геолого-геофизическое изучение тектоносферы рассмотренных районов будет продолжено, что позволит получить дополнительные данные о глубинном строении недр Земли и о природе происходящих в них процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бурьянов В.Б., Козленко В.Г., Русаков О.М. Универсальная модель приведения для интерпретации гравитационных аномалий методом подбора. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1981, № 5, с. 3—6.
2. Бурьянов В.Б., Русаков О.М., Соловьев В.Д. и др. Глубинное строение Лаккадивской зоны поднятий по геофизическим данным. — Геофиз. журн., 1979, т. 1, № 2, с. 67—71.
3. Виноградов А.П., Удинцев Г.Б. и др. Строение рифтовой зоны Индийского океана и ее место в мировой системе рифтов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 10, с. 3—27.
4. Геолого-геофизический атлас Индийского океана / Под ред. Г.Б. Удинцева. М.: ГУГК, 1975. 151 с.
5. Диц Р., Холден Дж. Новая глобальная тектоника и элементы динамической исторической геологии. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974.
6. История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
7. Козленко В.Г., Русаков О.М., Старостенко В.И. Трехмерная гравитационная модель северной части Индийского океана. — Геофиз. журн., 1980, т. 2, № 5, с. 14—24.
8. Сологуб В.Б., Харитонов О.М., Чекунов А.В. Глубинное строение Восточно-Европейской платформы по данным геофизических исследований. — Геофиз. журн., 1980, № 6, с. 26—35.
9. Сорехтин О.Г. Образование литосферных плит и природа срединно-океанических хребтов. — В кн.: Геофизика океана. М.: Наука, 1975. Т. 2. Геодинамика, с. 173—178.
10. Старостенко В.И., Шен Э.Л. Способ вариаций плотности при построении системы гравитационных моделей. — В кн.: Теория и методика интерпретации гравитационных полей. Киев: Наук. думка, 1981, с. 373—379.
11. Субботин С.И., Сологуб В.Б., Чекунов А.В. и др. Глубинные сейсмические исследования Индийского щита. — Геофиз. журн., 1979, № 1, с. 3—18.
12. Чекунов А.В. Земная кора Украинского щита и некоторые важные вопросы становления фундамента древних платформ. — Докл. АН УССР. Сер. Б, 1976, № 10, с. 893—896.
13. Kaila K.L., Roy Chowdhury K., Reddy P.R. et al. Crustal structure along Kavalidipi profile in the Indian peninsular shield from deep seismic sounding. — J. Geol. Soc. India, 1979, vol. 20, N 6, p. 307—333.
14. Marsh J.G., Vincent S. Global detailed geoid computation and model analysis. — Geophys. Surv., 1974, vol. 1, N 4, p. 481—511.
15. Moore P.G., Curray G.R., Raitt R.W. Stratigraphic-seismic section correlations and implications to the Bengal Fan history. — In: Initial reports of the deep sea drilling project. Wash., 1974, vol. 22, p. 403—412.
16. Mueller S., Bonjer K.P. Average structure of the crust and upper mantle in East Africa. — Tectonophysics, 1973, vol. 20, N 1/4, p. 283—293.
17. Narain H. Crustal structure of the Indian subcontinent. — Tectonophysics, 1973, vol. 20, N 1/4, p. 249—260.
18. Paton H. Crust and upper mantle structure of the Eurasian continent from the phase velocity and Q of surface waves. — Rev. Geophys. and Space Phys., 1975, vol. 13, N 1, p. 57—85.

ДРЕВНЕЙШИЕ АНОРТОЗИТЫ ЗЕМЛИ

Советский Союз и Индия являются классическими регионами развития древнейших анортозитовых формаций. В Индии анортозиты широко распространены в Восточных Гатах, вдоль восточной окраины Индийской платформы. В СССР докембрийские анортозиты образуют семь петрографических провинций: Кольскую, Прибалтийскую, Украинскую, Волго-Уральскую, Анабарскую, Алданскую, Охотскую.

В настоящее время доказан магматический генезис анортозитов. Этому в значительной степени содействовало изучение Луны, где анортозиты являются древнейшими магматическими образованиями и слагают значительную часть континентов. Поскольку на Земле докембрийские анортозиты также встречаются исключительно в континентальных областях, их происхождение тесно связано с формированием земных континентов. Таким образом, проблема анортозитобразования приобрела чрезвычайно важное значение для познания истории становления первичных кор планет земной группы. Особенно важно решение этого вопроса для расшифровки ранней истории Земли, для которой анортозиты являются своеобразными реперами в ее геологической эволюции.

Несмотря на общее сходство земных и лунных анортозитов, в деталях они различны. На Земле выделяется по крайней мере два главных типа анортозитовых формаций: ранних этапов развития Земли и этапа стабилизации древних платформ (субплатформенные). С лунными по многим параметрам сходны древнейшие анортозиты Земли. Дальнейшая более глубокая эволюция земной коры привела к образованию горных пород, отличных от лунных, в том числе и анортозитов.

Детальные геохимические исследования указывают на то, что в СССР древнейшие анортозиты могут присутствовать в трех провинциях: Кольской, Алданской и Анабарской, где возможно обнаружение горных пород, относящихся к "лунному" этапу развития Земли. В более позднее время были сформированы субплатформенные анортозиты, широко распространенные в Украинской и Прибалтийской провинциях. Отличие анортозитов ранних этапов развития Земли от более поздних можно проследить на особенностях их геологического положения, петрографии и геохимии.

Анортозиты ранних этапов развития Земли часто ассоциируют с гранулитовыми комплексами, в то время как субплатформенные образуют пояс, приуроченные к краевым частям древних платформ, и не подверглись метаморфизму. Среди анортозитов СССР к первому типу относятся многочисленные анортозитовые массивы Кольского полуострова, Алданского и Анабарского щита. Второй тип охватывает хорошо известные анортозитовые массивы Украины и обнаруженные недавно в результате глубокого бурения анортозиты Прибалтики и Карелии, образующие огромный пояс, который маркирует юго-западный и западный край Восточно-Европейской платформы.

Субплатформенные анортозиты образуют лополитообразные массивы, пространственно и генетически связанные с крупными массивами гранитоидных пород. Массивы, образованные такой ассоциацией пород, формировались после консолидации цоколя древних платформ. Они не несут следов метаморфизма и имеют возраст порядка 1800 млн. лет. Согласно данным геофизических исследований, в основании этих массивов вряд ли можно предполагать наличие значительных скоплений основных и ульт-

раосновных пород, являющихся дифференциатами тех магм, из которых образовались породы этих массивов. Напротив, земная кора под ними оказывается разуплотненной на достаточно большие глубины.

Анортозиты ранних этапов развития Земли являются более древними породами. Возраст массивов данной группы не установлен точно. Однако радиологические, геологические данные свидетельствуют о том, что их образование произошло не ранее 2,5 млрд. лет назад. Анортозиты этой группы затронуты процессами регионального метаморфизма, перекристаллизованы. Морфологически они представляют собой, как правило, неправильные тектонические блоки, в которых лишь изредка удается установить первичную пластинообразную форму анортозитовых тел. Анортозиты данного типа ассоциируют с разнообразными гиперстенсодержащими кислыми породами типа чарнокитов, генетическая связь с которыми решается не всегда однозначно. Кроме того, эти породы занимают значительно меньшие объемы по сравнению с гранитами, ассоциирующими с анортозитами субплатформенного типа.

Петрохимическая специфика двух данных групп анортозитов заключается в том, что анортозиты субплатформенного типа являются более железистыми, более железисты и слагающие их темноцветные минералы, а плагиоклазы обладают более кислым составом по сравнению с анортозитами ранних этапов развития Земли (в тех случаях, когда последние незначительно изменены при метаморфизме). Для анортозитов ранних этапов развития Земли характерна приуроченность к зонам гранулитового метаморфизма.

В свете формационного анализа два рассмотренных типа анортозитов могут быть отнесены к двум различным формациям: габбро-анортозит-гранитной и габбро-норит-анортозитовой. Анортозиты, обнаруженные на Луне, входят в состав ассоциации анортозит—норит—троктолит. По своим формационным особенностям они несомненно должны быть отнесены к габбро-норит-анортозитовой формации.

Разделение анортозитов докембрийских щитов на две группы, основанное на петролого-геохимических данных, убедительно подтверждается полученными в последнее время новыми данными.

Данные абсолютного возраста. Трудность определения абсолютного возраста древних пород в первую очередь состоит в том, что они претерпели неоднократный метаморфизм, который, как правило, искажает первичные изотопные отношения. Так, (K—Ar)- и часто (Rb—Sr)-методы не позволяют решить задачу определения абсолютного возраста анортозитовых формаций. Достижением последних лет в области геохронологии явилась разработка и успешное применение (Sm—Nd)-метода, специфика которого заключается в том, что данные элементы близки друг к другу по геохимическим свойствам и в процессе метаморфизма претерпевают однотипные превращения, сохраняя первичные соотношения. По образцам анортозитов Украины, относящихся к субплатформенному типу, в лаборатории проф. Вассербурга (США) был определен абсолютный возраст и получена цифра в 1800 млн. лет, что подтвердило установленный ранее по геологическим данным более молодой возраст субплатформенных анортозитов.

Предварительные данные по (U—Pb)-возрасту анортозитов ранних этапов развития Земли указывают на то, что их формирование происходило ранее 2,6 млрд. лет назад.

Данные по изотопии стронция и кислорода. Изучение изотопии стронция в анортозитах СССР (табл. 1) указывает на то, что в целом анортозиты характеризуются сравнительно низкими отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, ко-

Т а б л и ц а 1

Изотопный состав стронция в некоторых анортозитовых массивах СССР

Район	№ образ-ца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Район	№ образ-ца	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Балтийский щит	700	0,70325	Алданский щит, Каларский массив	755	0,70313
	702	0,70273		756	0,70233
	703	0,70322		757	0,70357
Украина	706	0,70412		758	0,70308
	707	0,70363		759	0,70330
	708	0,70424	Дальний Восток, Джугджурский массив	761	0,70428
Анабарский щит	701	0,70375		762	0,70417
	704	0,70293		763	0,70487
Алданский щит, Каларский массив	705	0,70285		765	0,70463
	709	0,70225	Алданский щит, плаггиоклаз из кристаллических сланцев	766	0,70237
	752	0,70436		767	0,70293
	754	0,70271			

торые в среднем равны 0,703—0,705, однако получены и более низкие значения — 0,7022 для Каларского массива на Алданском щите. Эти достаточно низкие первичные отношения изотопов стронция в плаггиоклазах анортозитов, видимо, не очень сильно отличаются от первичных отношений благодаря тому, что содержание Rb в плаггиоклазах очень мало. Эти данные свидетельствуют о том, что анортозиты несомненно являются магматическими глубинными породами. Кроме того, в целом анортозиты субплатформенного типа имеют более высокие отношения изотопов стронция, чем анортозиты ранних этапов развития Земли, что еще раз подчеркивает правомерность выделения двух групп анортозитов докембрия.

Данные по изотомам кислорода показывают, что отношения $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ в плаггиоклазах из различных массивов анортозитов сходны и колеблются от 6,05 до 6,33, что хорошо совпадает с изотопией кислорода лунных пород группы ANT (анортозит-норит-трактолит) и существенно отличается от изотопии кислорода земных метасадочных пород. Очевидно, эти данные можно принять за еще одно свидетельство магматического генезиса анортозитов.

Данные по редкоземельным элементам для анортозитов СССР пока ограничены, однако необходимо отметить установленную важную особенность геохимии этих пород. Это четко выраженная Eu-аномалия и высокое отношение K/Rb, которые позволяют считать, что плаггиоклазы этих пород являются кумулятами. Эта особенность характерна для анортозитов Луны и для земных анортозитов.

Данные по петрохимии анортозитов. Использование ЭВМ позволило на новом уровне обобщить огромный петрохимический материал по анортозитовым формациям. Использование кластерного анализа убедительно доказало петрохимические различия субплатформенных анортозитов и анортозитов ранних этапов развития Земли.

С целью выявления этих различий была составлена выборка из представительных химических анализов автономных анортозитов различных типов. В нее вошли анализы субплатформенных анортозитов (Коростеньский, Корсунь-Новомиргородский плутоны, анортозиты массивов Западной Латвии); анортозитов ранних этапов развития Земли (анортозиты массивов Анабарского щита, массива Главного хребта на Кольском

Таблица 2

Содержание флюидных компонентов в автономных анортозитах (в мл/г)

Регион (число проб)	H ₂ O	CO ₂	CO	CH ₄	H ₂
Субплатформенные анортозиты					
Украина, Прибалтика (5)	3,57	0,19	0,064	0,007	0,18
Анортозиты ранних этапов развития Земли					
Каларский массив (5)	1,68	0,07	0,043	0,07	0,13
Анабарский щит (7)	1,26	0,28	0,11	0,02	0,17
Геранский массив (5)	1,72	0,16	0,05	0,008	0,11
Кольский полуостров (5)	2,80	0,15	0,05	0,006	0,12
Антарктическая платформа (1)	1,55	0,30	0,039	0,06	0,08

Примечание. $K_{\text{вос}} = (\text{CO} + \text{CH}_4 + \text{H}_2) / (\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O})$.

полуострове и массивов Восточных Гат Индийской платформы). Кроме того, в выборку вошли анализы анортозитов Луны, стратиформных анортозитов расслоенных интрузий Забайкалья и несколько известных в настоящее время анализов анортозитов океана. Обсчитывались химические анализы с наименьшими различиями по содержаниям основных петрогенных окислов, в частности по содержанию Al₂O₃.

На кластер-диаграмме видно отчетливое разделение примерно сходных составов на несколько групп. Отчетливо обособились составы анортозитов трех видов: анортозиты Луны, субплатформенные и ранних этапов развития Земли. Особую группу, за исключением небольшого количества экзотических составов, образовали анортозиты океана. Составы стратиформных анортозитов не образовали обособленной группировки, а равномерно распределились по группировкам анортозитов различных видов, хотя все же большая их часть тяготеет к анортозитам ранних этапов развития Земли. Таким образом, особенности геологии и петрографии анортозитов различных видов сказываются и на их химическом составе и закономерности, подмеченные ранее при качественном анализе, подтвердились при математической обработке.

Данные о флюидной фазе автономных анортозитов. Методом высокотемпературного хроматического анализа было проведено определение воды и газов в мономинеральных плагиоклазовых фракциях анортозитов различного типа (табл. 2). Установлено, что общая газонасыщенность анортозитов докембрийских щитов составляет 4,12–1,93 мл/г. Преобладающим компонентом флюидной фазы является вода. В значительно меньших количествах присутствуют CO₂, CO, CH₄, H₂, N₂. По общей сумме газов отчетливо выделяются анортозиты Украины и Прибалтики, Анабарского щита и Антарктиды. Для остальных массивов эта величина гораздо меньше.

Наиболее низкий коэффициент восстановленности (соотношение восстановленных и окисленных фаз) у субплатформенных анортозитов, у анортозитов ранних этапов развития Земли эта величина значительно выше. Таким образом, петролого-геохимические и возрастные различия двух крупных групп анортозитов автономного типа отчетливо проявлены

N ₂	H ₂ /H ₂ O	CO/CO ₂	Сумма флюидных компонентов	Сумма газов	Сумма газов/H ₂ O	K _{вос}
Субплатформенные анортозиты						
0,11	0,05	0,34	4,12	0,55	0,15	0,03
Анортозиты ранних этапов развития Земли						
0,07	0,08	0,61	2,00	0,32	0,19	0,10
0,09	0,13	0,39	1,93	0,67	0,53	0,19
0,06	0,03	0,31	2,11	0,39	0,23	0,09
0,007	0,03	0,33	3,20	0,40	0,14	0,06
0,07	0,05	0,13	2,05	0,50	0,32	0,07

и в составе их флюидной фазы: более поздние, связанные с гранитоидами субплатформенные анортозиты в большей степени обогащены водой и окисленными фазами по сравнению с более древними анортозитами ранних этапов развития Земли.

Таким образом, изучение флюидного режима уникальных анортозитовых формаций, специфика которых состоит в их исключительной приуроченности к докембрию (архей и ранний протерозой), еще раз подтверждает вывод о том, что флюидный режим верхней мантии и глубинных частей земной коры не оставался постоянным. Исследования флюидного режима мантийных пород показывают, что где-то на рубеже архея и протерозоя в глобальном масштабе произошла смена восстановительного флюидного режима на окислительный, т.е. на фоне снижения температуры верхней мантии увеличилась роль воды. Состав флюидной фазы плагиоклазов автономных анортозитов отчетливо фиксирует этот переход. Наиболее восстановительный состав флюида с наименьшим количеством воды характерен для анортозитов ранних этапов развития Земли, образование которых происходило в архее, более поздние субплатформенные анортозиты обладают более водным и окисленным флюидом.

Анортозиты Индийской платформы несомненно относятся к типу анортозитов ранних этапов развития Земли. Очевидно, что в пределах этого типа имеется несколько разновидностей. В СССР среди них отчетливо выделяются анортозиты Кольского полуострова, широко развитые вдоль зоны Лапландского глубинного разлома. Их характерной особенностью является узкая пластинообразная форма тел, повышенный метаморфизм пород, высокое содержание анортита в плагиоклазе и повышенная магнетизальность пород и минералов по сравнению с другими докембрийскими анортозитами. Судя по литературным данным, эти анортозиты наиболее сходны с анортозитами Восточных Гат Индийской платформы.

Валовые составы анортозитовых комплексов, черты геохимии анортозитов различного типа до некоторой степени свидетельствуют о том, что субплатформенные анортозиты являются продуктом дифференциации андезитовой, а анортозиты ранних этапов развития Земли — базальтовой или высокоглиноземистой андезит-базальтовой магмы. Для окончатель-

ного решения этого вопроса необходимы дальнейшие исследования. В любом случае устанавливается необходимость массивов автономных анортозитов к интенсивно прогретым зонам земной коры, которые достаточно долго удерживают эти температуры, создавая тем самым возможность очень медленного остывания внедряющихся магматических расплавов.

Таким образом, анортозиитообразование, приуроченное к ранним стадиям развития Земли и Луны, обусловлено не существованием особых магм, а связано с особыми условиями существования магматических очагов — режимом длительного сохранения постоянных давлений и высоких температур. Эти условия и существовали на ранних стадиях развития Земли и Луны из-за повышенных тепловых потоков и малой теплопроводности горных пород.

Анортозиты представляют собой не только выдающийся научный интерес, но имеют и практическую ценность. Уже сейчас они используются как прекрасный облицовочный материал, однако при дефиците богатых бокситовых месторождений представляет интерес высокое содержание Al_2O_3 в анортозитах, которое может достигать 30%, т.е. практически столько же, сколько и в нефелинах. Технологические испытания, проведенные в СССР, показали, что переработка анортозитов на глинозем мало чем отличается от переработки нефелинов, а стоимость тонны глинозема, полученного из анортозита, такая же. А если учесть, что в СССР и в Индии анортозиты образуют огромные массивы и их эксплуатация практически не требует обогащения, расположены они в относительно доступных регионах и залегают практически на поверхности, то уже в настоящее время они являются достойным конкурентом нефелина, переработка которого ведется во многих странах мира.

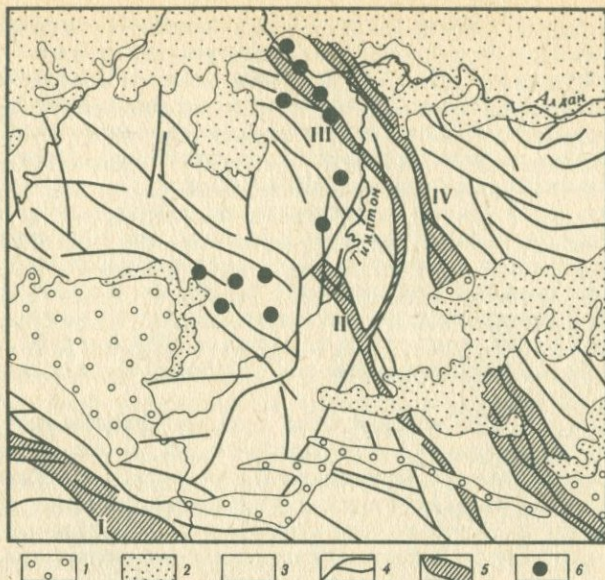
УДК 551.71

В.И. Казанский, Е.П. Максимов, Н.Н. Перцев

ДОКЕМБРИЙСКИЕ РАЗЛОМЫ АЛДАНСКОГО ШИТА

Алданский шит служит опорным регионом для решения многих проблем стратиграфии, тектоники, метаморфизма, магматизма и металлогении раннего докембрия. Значительный интерес представляют и докембрийские разломы Алданского шита, играющие важную роль в его геологическом строении. Отличительная особенность этих разломов — длительное унаследованное развитие, совмещение разновозрастных структурных элементов, сформированных на разных глубинах.

Пространственное положение докембрийских разломов достаточно надежно определяется по геофизическим данным. Но геологическое картирование и расшифровка истории развития разломов сопряжены со значительными трудностями, поскольку их основу создают не близповерхностные зоны дробления, трещиноватости и милонитизации, а структурные элементы более глубинного типа, возникшие в результате пластического течения и частичного плавления горных пород: зоны инъекционных мигматитов, будинажа, blastомилонитов и blastокатаклазитов. Большую помощь в этой связи оказывают исследования внутреннего состояния разломов с помощью структурных, петрологических и радиологических методов. Такие исследования базируются на детальной документации опорных разрезов и заключаются в сравнительном изучении текстур, структур



Р и с. 1. Схема докембрийских разломов центральной части Алданского щита

1 — мезозойские угленосные отложения; 2 — платформенный чехол; 3 — кристаллический фундамент; 4 — разломы; 5 — зоны разломов (I — Становая, II — Сеймская, III — Скальная, IV — Тьркандинская); 6 — магнезиально-скарновые месторождения флогопита и магнетита

и минеральных ассоциаций тектонитов, морфологии и состава интрузивных тел, зональности метасоматитов, пространственной ориентировки минералов на разных этапах формирования разломов и т.д. [2].

На сегодня наиболее детально изучены докембрийские разломы центральной части Алданского щита (рис. 1). Кристаллический фундамент щита здесь сложен тремя комплексами: иенгрским, тимптоно-желтуллинским и субганским. Первые два относятся к раннему архею, третий — к позднему. Иенгрский комплекс представлен основными кристаллическими сланцами, кварцитами, высокоглиноземистыми и высокомагнезиальными породами и метаморфизован в условиях гранулитовой фации. В разрезе тимптоно-желтуллинского комплекса преобладают пироксеновые и гранатовые гнейсы. Его региональный метаморфизм также соответствовал гранулитовой фации [1, 4, 5, 8].

Разрезы субганского комплекса в разных участках меняются. В одних случаях преобладают метаморфизованные осадочные породы, в других — метавулканыты. Первые представлены метапесчаниками, кварцитами, слюдистыми амфиболитами, кордиеритовыми гранатовыми и графитовыми сланцами, железистыми кварцитами, мраморами и конгломератами, вторые — преимущественно метабазами типа толеитовых и щелочноземельных базальтов. Формирование субганского комплекса, вероятно, началось 3,0–2,8 млрд. лет назад и закончилось в начале протерозоя (2,5–2,3 млрд. лет). Метаморфизм субганского комплекса развивался зонально в диапазоне от амфиболитовой до зеленосланцевой фации.

Позднеархейские—раннепротерозойские тектонические движения в основном и определили общий план докембрийских разломов Алданского

щита. Именно в эту эпоху возникли Тыркандинская, Становая, Скальная, Сеймская зоны разломов, которые протягиваются на многие десятки и сотни километров и определяют блоковое строение фундамента Алданского щита. В течение огромного промежутка времени Алданский щит находился в платформенном состоянии, но в мезозое испытал новые энергичные движения, сопровождавшиеся подновлением древних разрывных нарушений и формированием угленосных впадин.

Наиболее характерным представителем раннедокембрийских разрывов является Тыркандинская зона разломов. Она прослеживается через весь Алданский щит и отчетливо фиксируется полосой магнитных и гравитационных аномалий шириной от 4 до 20 км, что дает основание для заключения о различном строении земной коры в их пределах. Считается, что Тыркандинская зона разломов ограничивает с востока древнейший иенгрский блок, погружающийся под образования тимптонской и джелтуллинской серий.

Примыкающие к Тыркандинской зоне метаморфические комплексы сложены гиперстеновыми, двупироксеновыми и клинопироксеновыми гнейсами, доломитовыми мраморами и кальцифирами. Вблизи зоны разломов в породах рамы наблюдаются наложенные складки и blastomylonitовые швы, в которых парагенезисы новообразованных минералов отвечают амфиболитовой фации. На юго-восточном фланге разлома, кроме blastomylonитов, выделяются диафториты амфиболитовой фации по гранулитам с ненарушенными текстурами.

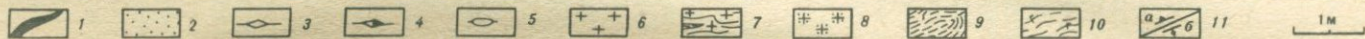
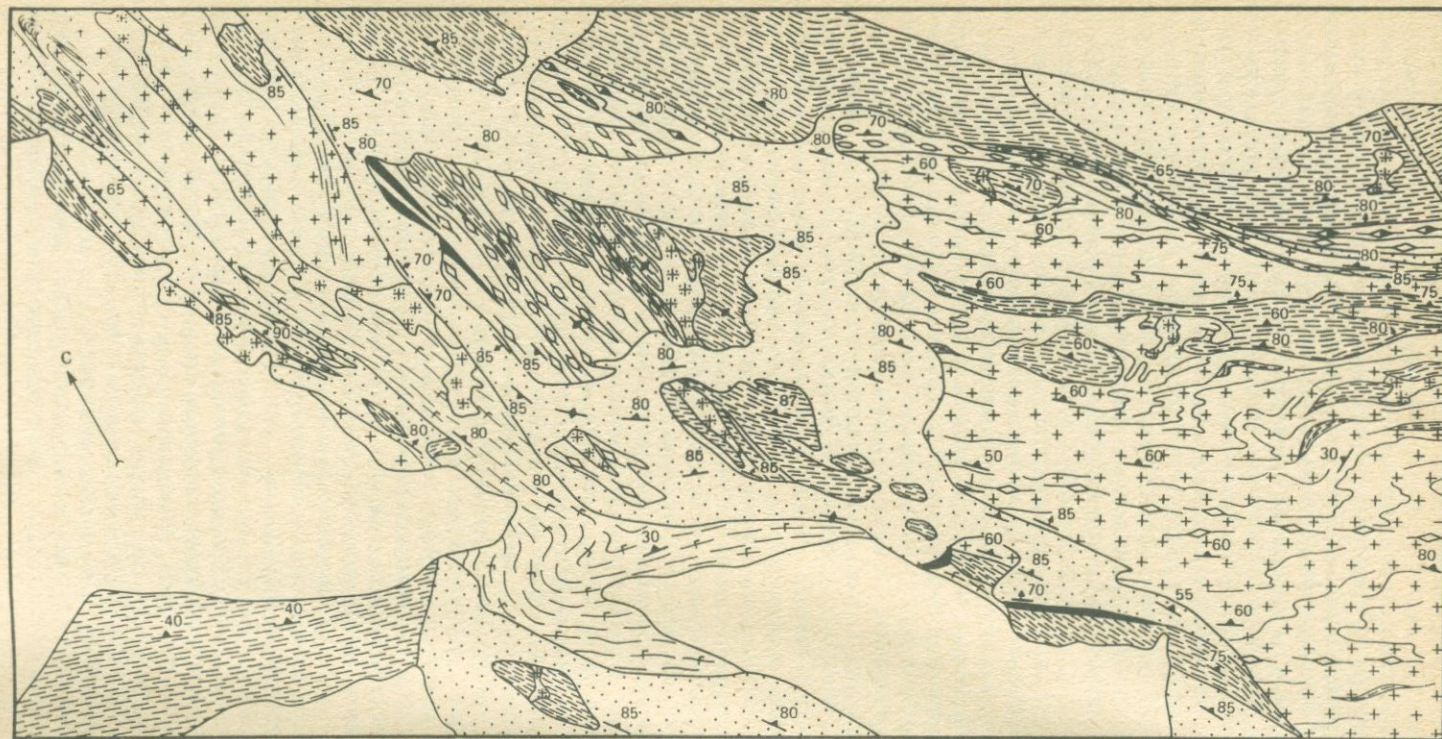
Породы субганского, или "трогового", комплекса впервые выделены в области сочленения Тыркандинского разлома со Становым [2]. Здесь они представлены чередованием биотит-мусковитовых, кварцево-слюдистых, биотит-гранатовых и клиноцоизитовых сланцев с подчиненными прослоями кварцитов и мраморов. В пересечении по р. Гомам разлом выполнен массивными и гнейсовидными основными кристаллическим сланцами, среди которых залегают биотит-пироксен-амфиболовые, биотит-амфиболовые и биотит-пироксеновые гнейсы, метапироксениты и метаперидотиты. Преобладающая часть метаморфических пород имеет первично магматическое происхождение, на что указывают их петрохимические характеристики. Они соответствуют единому ряду известково-щелочных пород от ультрабазитов до андезитов и, возможно, дацитов. Преобладающими являются породы типа базальта и андезит-базальта. Все породы характеризуются высокими содержаниями сидерофильных элементов (V, Cr, Co, Ni), низкими отношениями V/Cr и Cr/Ni, низкими содержаниями титана, преобладанием натрия на калием. Метаморфические породы разломов подвергнуты интенсивным складчатым деформациям, проявившимся в несколько стадий. Наиболее ярко выражена линейная изоклиальная складчатость северо-западного ($330-350^\circ$) простирания с крутым падением осевых поверхностей на северо-восток и юго-запад.

В отличие от окружающих гранулитовых комплексов в Тыркандинской зоне разломов широко развиты калиевые и калинатровые гранитоиды. Они образуют неосому мигматитов, согласные залежи гранито-гнейсов и жильные тела пегматоидных гранитов. Внутри разлома повсюду проявлены процессы катаклаза, милонитизации и бластеза с образованием мощных зон blastokataklazitов и blastomylonитов, простирание которых совпадает с генеральным направлением складчатых структур. Тектоническую природу этих зон и многофазный характер деформаций подтверждают результаты микроструктурного анализа, свидетельствующие о закономерной ориентировке новообразованных и перекристаллизованных метаморфических минералов.

Наиболее ранние процессы дислокационного метаморфизма проходили в условиях гранулитовой фации. Они выражаются в катаклазировании и перекристаллизации минералов без существенного изменения их состава и сопровождаются появлением тонких прожилков с гиперстеном и плагиоклазом, а также кварцевых "рыбок". Более поздние проявления дислокационного метаморфизма отвечали условиям амфиболитовой фации. Они фиксируются по замещению пироксенов роговой обманкой, граната — биотитом, а также по появлению очковых текстур и порфиробластов высокоглиноземистой роговой обманки, микроклина, олигоклаза, обтекаемых струйчатой кварц-полевошпатовой тканью. С бластомилонитами амфиболитовой фации местами ассоциируются высокотемпературные кварц-полевошпатовые метасоматиты, а также известково-силикатные породы. Последние обладают тонкой полосчатостью и состоят в основном из кальцита, основного скаполита, ферриавгита, сфена, кварца, гроссуляра. Еще более поздние деформации происходили в условиях зеленосланцевой фации. Они сопровождалась хлоритизацией темноцветных минералов, в том числе и лепидомелана кварц-полевошпатовых метасоматитов, сосюритизацией плагиоклаза, развитием тремолита по гиперстену.

Длительное многоэтапное формирование присуще и другим докембрийским разломам Алданского щита. Но в разных разломах количество этапов и сочетания структурных элементов могут меняться. Наглядным примером может служить Скальный, или Иджекский, разлом, проходящий почти параллельно Тыркандинскому разлому, в 30—50 км к юго-западу от него [9]. Он разделяет иенгрский и тимптоно-джелтуллинский комплексы и совпадает с четкой полосой положительных аномалий магнитного поля. Начальная стадия развития Скального разлома фиксируется зоной изоклинальных складок гнейсов, кристаллических сланцев и мигматитов, заложение которой, вероятно, было связано с позднеархейской складчатостью. Следующая стадия связана с внедрением в зону Скального разлома крупных гранитоидных масс, локализованных в виде согласных линейных тел реоморфических и интрузивных гранитов. Ее можно параллелизовать с мощным тектономагматическим циклом раннепротерозойской складчатости и гранитизации, захватившим главным образом иенгрский комплекс в центральной части Алданского щита. Именно в эту стадию Скальный разлом приобрел вид мощного (3—5 км) структурного шва со сложным анизотропным внутренним строением, определяемым комбинацией внутриразломных складок, будинированных основных кристаллических сланцев с гранитным цементом и соскладчатых бластомилонитовых зон. Заключительная стадия была ознаменована внедрением даек метадиоритов—метгранодиоритов и рассланцеванием затвердевших, но еще не остывших дайковых пород (рис. 2). Вследствие интенсивного протоклаза последние почти нацело утратили первичные магматические текстуры и приобрели облик бластомилонитов и бластокатаклазитов амфиболитовой фации и четкую ориентировку оптических осей кварцевых зерен по типу S-тектонита с одним максимумом, совпадающим с кристаллизационной сланцеватостью. В то же время во вмещающих мигматитах и гранитах оптические оси кварцевых зерен располагаются беспорядочно, а в ксенолитах будинированных кристаллических сланцев зерна пироксена, роговой обманки, плагиоклаза обнаруживают иную пространственную ориентировку, которая возникла в условиях гранулитовой фации метаморфизма. Как и в Тыркандинском разломе, на отдельных участках Скального разлома развиты известково-силикатные породы.

С юго-запада к Скальному разлому примыкают многочисленные субширотные разрывы. Иногда они наследуют положение зон инъекционных



Р и с. 2. Соотношения метадiorитов с более ранними структурными элементами Скального разлома [9]

1 — метадiorиты; 2 — метагранодиориты; 3 — blastomylonиты по гнейсо-гранитам; 4 — blastomylonиты по метадiorитам; 5 — очковые blastomylonиты по гранитам; 6 — аляскитовые граниты; 7 — гнейсо-граниты; 8 — пегматиты; 9 — биотитовые гнейсы; 10 — биотит-гранатовые гнейсы; 11 — элементы залегания (а — сланцеватости, б — контактов)

мигматитов, но в основном выполнены дайками метадиоритов. Последние превращены в blastsомилониты амфиболитовой фации и окружены "чехлом" высокотемпературных метасоматических кварц-полевошпатовых пород с возрастом 2,0—1,8 млрд. лет, на которые наложены диафориты зеленосланцевой фации и мезозойские низкотемпературные кварц-ортоклазовые метасоматиты. Если blastsомилониты образованы на больших глубинах путем перекристаллизации вещества в твердом состоянии, то для мезозойских тектонических швов характерны хрупкие деформации, преобладающее развитие брекчий, микробрекчий, катаклизитов, разрушение более ранних кристаллических структур и замещение высокотемпературной ассоциации минералов низкотемпературной (альбит, серицит, адуляр, карбонат, кварц и др.).

Приведенные выше данные свидетельствуют о существовании определенной зональности в развитии докембрийских разломов Алданского щита. Действительно, общий набор структурных элементов в Тыркандинской и Скальной зонах разломов, а также в оперяющих Скальный разлом субширотных разрывах остается одним и тем же, но в направлении с северо-востока на юго-запад относительная роль более поздних структурных элементов и blastsомилонитовых швов и метадиоритовых даек несомненно увеличивается. Обращает на себя внимание и тот факт, что именно субширотные разрывы были наиболее интенсивно подновлены в эпоху мезозойской тектономагматической активизации Алданского щита.

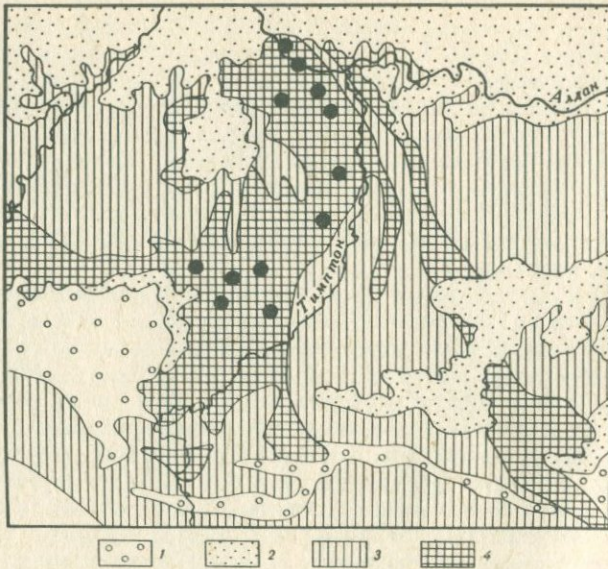
Необходимо подчеркнуть также, что докембрийские разломы Алданского щита представляют собой особые геологические тела, возникшие в результате сложных сочетаний разновозрастных тектонических движений, магматических, метаморфических и метасоматических процессов. Связанные с разломами процессы нарушают общую региональную метаморфическую зональность гранулитовых комплексов центральной части щита. Это особенно четко видно на примере Тыркандинской и Скальной зон разломов, которые обособляются по сочетанию гранулитовой фации с амфиболитовой. С этими же зонами разломов совпадают пояса линейной гранитизации архейских комплексов (рис. 3).

Более того, с зонами докембрийских разломов связаны некоторые специфические породы с "аномальными" парагенезисами минералов. К их числу принадлежат упоминавшиеся выше карбонатно-силикатные породы. Они представляют собой тектонические брекчии, содержащие как крупные обломки силикатных и осадочно-метаморфических карбонатных пород, так и мелкий силикатный материал с флюидалной полосчатостью. Эта полосчатость бывает причиной ошибочного отнесения таких силикатно-карбонатных брекчий к метаосадочным породам. Чаще всего брекчии залегают согласно с вмещающими гнейсами и кристаллическими сланцами, но местами образуют секущие жильные или дайковые тела. По внутреннему строению и минеральным парагенезисам флюидалной полосчатости секущие тела силикатно-карбонатных пород аналогичны согласным.

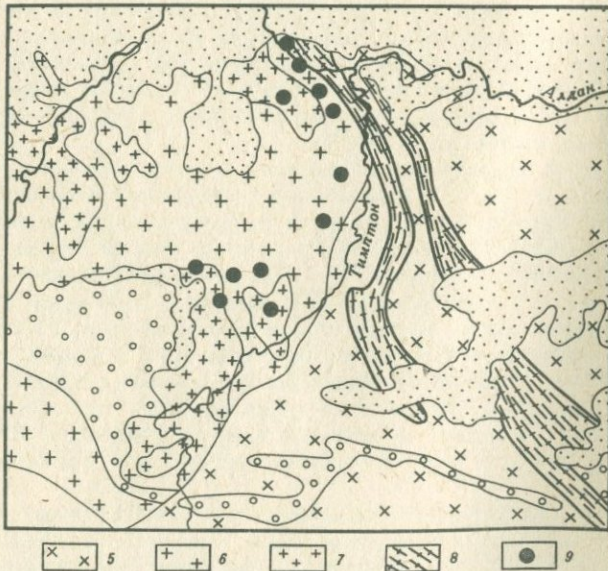
Источником карбонатного материала этих своеобразных пород, видимо, в значительной степени были первично-осадочные карбонатные пласты. Как известно, в условиях высоких температур, всесторонних и стрессовых напряжений карбонаты, особенно кальцит, приобретают высокую пластичность. Можно предполагать, что в результате тектонических движений силикатно-карбонатная масса внедряется по трещинам во вмещающие метаморфические породы и перемещается в более высокие горизонты.

Несмотря на тектоническую природу силикатно-карбонатных пород,

а

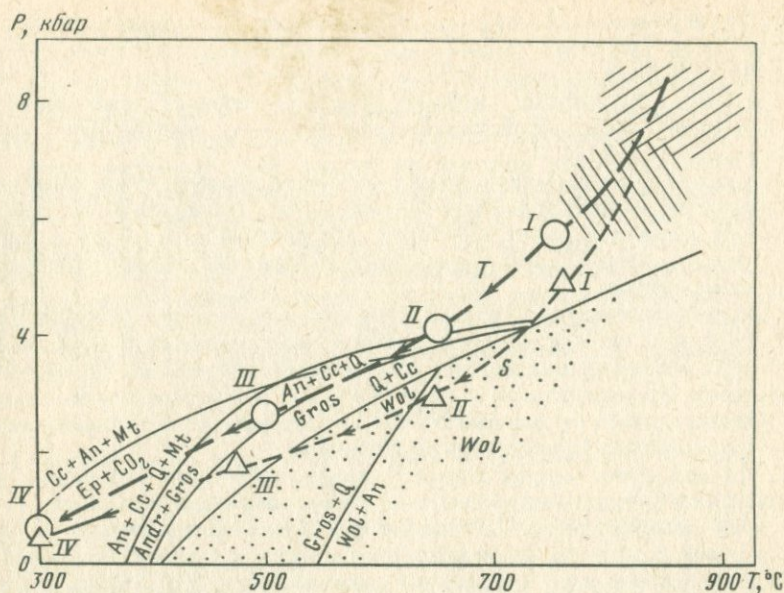


б



Р и с. 3. Фации метаморфизма (а) и интенсивность гранитизации (б) раннедокембрийских комплексов центральной части Алданского щита

1 — мезозойские угленосные отложения; 2 — платформенный чехол; 3, 4 — фации метаморфизма: 3 — гранулитовая, 4 — амфиболитовая; 5–8 — гранитизация: 5 — слабая, 6, 7 — значительная (6 — площадная, 7 — линейная), 8 — сильная; 9 — магнетитно-скарновые месторождения флогопита и магнетита



Р и с. 4. Схема эволюции метаморфических процессов в Тыркандинском (Т) и Скальном (S) разломах

I-IV — этапы формирования разломов. Заштрихованные поля соответствуют условиям образования пород рамы. Характерные реакции декарбонизации в (P-T)-условиях нанесены с учетом падения концентрации CO₂ во флюидах и растворах [6]. Крапом показано поле стабильности волластонита. An — анортит, Cc — кальцит, Ep — эпидот, Gros — гроссулярь; Mt — магнетит; Q — кварц; Wol — волластонит; Andr-Gros — гранат промежуточного состава между андрадитом и гроссулярем с преобладанием последнего

существуют удивительно выдержанные парагенетические отношения в их минеральном составе, что говорит о достижении минеральных равновесий. Примечательно, что карбонатно-силикатные тектониты образуются в зонах разломов неодноактно. С каждым этапом тектонических движений связаны свои карбонатно-силикатные тела с присущими им парагенезисами минералов.

Эволюция условий метаморфизма в зонах разломов во времени может быть воссоздана по смене минеральных ассоциаций в инъекционных мигматитах, бластомилонитах, бластокатаклазитах, кварц-полевошпатовых метасоматитах и в силикатно-карбонатных тектонитах. Анализ полученных результатов показывает, что эта эволюция имеет ступенчатый характер. Каждый новый этап тектонической активизации в разломах характеризовался своим набором (P-T)-условий, в целом отражая палеоусловия глубинности.

На схематической диаграмме (рис. 4) в (P-T)-координатах показаны эволюционные тренды в породах Тыркандинского и Скального разломов. Температуры образования тектонитов и метасоматитов определены по данным микрорентгеноспектрального анализа с помощью биотит-роговообманкового, двуполевошпатового, гранат-кордиеритового, биотит-гранатового, биотит-клинопироксенового геотермометров [7]. Условия метаморфизма в породах рамы показаны штриховкой по оценкам В.И. Кичула [4].

Наиболее ранние проявления дислокационного метаморфизма в Тыркандинской зоне разломов соответствуют образованию бластокатаклизитов гранулитовой фации с характерным ортоклаз-гиперстеновым парагенезисом. В Скальном разломе наиболее ранние проявления дислокационного метаморфизма также происходили при высоких температурах (около 700°).

На втором этапе в Тыркандинском разломе пироксеновые парагенезисы сменяются амфиболовыми и биотитовыми. Температура по оценкам разных термометров равна $600-700^{\circ}\text{C}$. Карбонатные тектониты содержат характерный кварц-кальцит-анортитовый парагенезис, свидетельствующий о высоком давлении CO_2 .

В Скальном разломе на втором этапе также происходит развитие амфибола и биотита по пироксеносодержащим парагенезисам. В карбонатных тектонитах возникает волластонит-анортитовый парагенезис, т.е. минералообразование осуществляется в поле стабильности волластонита, отмеченном редким крапом на диаграмме, что свидетельствует о пониженном давлении в сравнении с Тыркандинским разломом.

На третьем этапе породы в зоне Тыркандинского разлома подверглись метаморфизму эпидот-амфиболитовой фации с образованием кварц-микрклиновых метасоматитов. В карбонатных брекчиях появляется богатый гроссуляром гранат, образующийся вместо анортит (скаполит)-кварц-кальцитового парагенезиса. Температура оценивается в $500-550^{\circ}\text{C}$, давление в 2–3 кбар (по стабильности гроссуляра без волластонита при данной температуре).

В Скальном разломе на этом этапе также образуются микроклиновые метасоматиты, а в основных кристаллосланцах широко проявляется эпидотизация. В карбонатных тектонитах также развивается гроссуляровый гранат, но главным образом вместо анортит (скаполит)-волластонитового парагенезиса, на стыках этих минералов. Давление (по этой реакции) при температуре $500-550^{\circ}\text{C}$ оценивается в 1–2 кбар.

На заключительном этапе Тыркандинский и Скальный разломы характеризуются проявлением сравнительно низкотемпературных диафоритов, образовавшихся в условиях небольших глубин и давлений. Минерализация соответствует зеленосланцевой фации.

Таким образом, крупные разломы, пересекающие кристаллический фундамент Алданского щита, в большинстве случаев были заложены еще в архее. Они представлены зонами изоклинальной складчатости, инъекционных мигматитов, бластомилонитов и соответствуют наиболее глубинным уровням дислокационного метаморфизма. Многие из этих разломов подновлялись в последующие периоды геологической истории с проявлением совмещенной вертикальной структурной зональности.

Характерным примером служит Тыркандинский разлом. Он протягивается в северо-западном направлении и отчетливо фиксируется положительными гравитационными и магнитными аномалиями. Они обусловлены развитием в полосе разлома базитов и ультрабазитов, подвергшихся интенсивной складчатости, будинированию, гранитизации и метаморфизму амфиболитовой фации, который наложился также и на окружающие гранулитовые комплексы. Более поздние тектонические движения сопровождалось образованием бластомилонитов амфиболитовой и катаклизитов зеленосланцевой фации.

В Скальном разломе, который образует единую тектонопару с Тыркандинским разломом, к зоне изоклинальной складчатости, будинажа и гранитных инъекций приурочены соскладчатые бластомилонитовые швы и дайки метадiorитов. Последние вследствие интенсивного протоклаза поч-

ти нацело утратили первичные магматические структуры и приобрели облик бластокатаклазитов амфиболитовой фации. В то же время дайки метадиоритов являются основой многих субширотных разрывных нарушений, примыкающих под острым углом к Скальному разлому. В субширотных разрывах дайки сопровождаются раннепротерозойскими бластомилонитами амфиболитовой фации, на которые наложены катаклазиты зеленосланцевой фации и мезозойские зоны дробления и трещиноватости.

Структурно-петрологическое изучение разломов помогает объяснить происхождение некоторых "аномальных" минеральных ассоциаций в докембрии Алданского щита. Весьма показательны в этом отношении известково-силикатные брекчии, которые рассекают метаморфические породы гранулитовой и амфиболитовой фаций и образованы при температуре до 550°, давлении до 4–5 кбар и низкой концентрации CO₂ во флюиде.

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л.: Недра, 1976. 339 с.
2. Глуховский М.З., Синцерова Е.А. Тектоника и магматизм района сочленения Станового и Тыркандинского глубинных разломов. — Геотектоника, 1974, № 1, с. 44–58.
3. Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М.: Недра, 1972. 240 с.
4. Кицул В.И., Березкин В.И., Богомолова Л.М. и др. Формации и минеральные фации архейских метаморфических пород Алданского щита. — Тр. ВСЕГЕИ, 1977, т. 265, с. 113–119.
5. Максимов Е.П., Узрюмов А.Н. Геологическое строение центральной части Алданского щита. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 51–58.
6. Перцев Н.Н. Высокотемпературный метаморфизм и метасоматизм карбонатных пород. М.: Наука, 1977. 256 с.
7. Перчук Л.П., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М.: Недра, 1976. 288 с.
8. Тектоника Якутии. Новосибирск: Наука, 1975. 198 с.
9. Эндеогенное оруденение древних щитов (эволюция, структурные и петрологические условия рудообразования). М.: Наука, 1978. 200 с.

УДК 551.24+551.71

Ч.Б. Борукаев

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕКТОНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ДОКЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ И ИНДОСТАНСКОЙ ПЛАТФОРМ

В последние годы внимание исследователей привлекают древнейшие образования планеты, входящие в состав фундамента древних платформ. Изучение дорифейского фундамента типичных древних платформ — Сибирской и Индостанской, помимо большой практической важности, проливает свет на ранние стадии развития Земли. В статье обсуждаются вопросы возраста и взаимоотношений докембрийских комплексов платформ и некоторые дискуссионные проблемы их тектонической природы.

Строение тектонических комплексов. Последовательность толщ фундамента Сибирской платформы в последние годы подвергается ревизии. Особенно это касается нижней части фундамента.

В трудах Д.С. Коржинского [2] была определена последовательность

толщ древнейшего на Сибирской платформе алданского комплекса. Она представлялась в следующем виде (снизу вверх): гнейсовая кварцитосодержащая иенгрская серия, чарнокитовая тимптонская серия и гнейсовая карбонатсодержащая джелтуллинская серия.

Д.С. Коржинский сопоставил алданский комплекс с серией Гренвилл Канадского щита, приняв их за архейские образования. Разработанная им схема с вариациями и отклонениями принималась многими крупными исследователями Алданского щита.

Позже появились представления о наличии более древнего, чем алданский, доиенгрского-зверевского комплекса кристаллосланцев основного состава. В последние годы якутские геологи предположили, что под иенгрской серией залегает "комплекс основания" пестрого состава, включающий в себя древнейшие гранитоиды. В разрезе алданского комплекса они выделяют только кварцитосодержащую и карбонатсодержащую части, разделенные несогласием, относя большую часть выходов чарнокитов к комплексу основания. Отмечается также, что основные метавулканы нижней половины разреза отвечают толеитам, а верхней — щелочным базальтам.

В центральном блоке Алданского щита породы комплекса метаморфизованы в условиях пироксен-гранулитовой фации. Это поле окаймляется полосой пород роговообманково-гранулитовой фации, а в Олекминской, Батомгской и Джугджуро-Становой зонах преобладают толщи, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. Комплекс включает в себя тела метаперидотитов и метапироксенитов. Алданский комплекс является эталоном нижнего архея Сибирской платформы. Выделение других нижеархейских толщ обычно основывается на показателях глубокого регионального метаморфизма и корреляции с эталоном. Гранулитовая фация метаморфизма характерна для анабарского комплекса одноименного щита, канской серии Ангаро-Канской глыбы, шарыжалгайской и слюдянской серий Южного Прибайкалья. Однако построены эти толщи иногда существенно иначе, чем алданский комплекс. Например, в составе последнего нет полного аналога мраморной слюдянской серии.

К верхнему архею в последнее время относят осадочно-вулканогенные толщи, залегающие среди кристаллических пород в грабенах и впадинах и характеризующиеся зональным метаморфизмом. Это субганский комплекс Алданского щита, енисейская серия Ангаро-Канской глыбы и другие. Некоторые исследователи сопоставляют такие толщи с выполнением типичных зеленокаменных поясов других древних платформ. Однако разрезы грабенов весьма различны, плохо коррелируются между собой и вряд ли могут быть отнесены к одному классу и, вероятно, к одной возрастной группе. Лишь в некоторых грабенах обнаружены коматииты — типичные породы зеленокаменных поясов, в других явно преобладают метаосадочные породы. Толщи прорваны гранитоидами токкинского и ярогинского комплексов.

Отметим две особенности, присущие грабенам. Во-первых, они расположены в областях, где подстилающий комплекс метаморфизован в амфиболитовой фации. Во-вторых, как правило, ограничения грабенов связаны с полосами диафоритов. Возможно, линейно вытянутые области распространения диафоритов верхнеламайского комплекса на Анабарском щите отвечают корневым зонам таких грабенов. Отмеченные особенности свидетельствуют в пользу того, что грабены наложены на кристаллический цоколь и возникли в результате его дробления и раздвижения.

Последовательность древнейших комплексов Индостанской платформы тоже дискутируется. Ряд исследователей отстаивают относительную древ-

ность зеленокаменных поясов в сравнении с гнейсами Пенинсула. Другие полагают, что первичная кора здесь представлена породами гранодиоритоналитового состава. Последняя точка зрения представляется более обоснованной, ибо согласуется с результатами изучения других платформенных областей (Гренландия, Южная Африка и другие). Вероятно, гнейсы Пенинсула в большей своей части соответствуют комплексам "серых гнейсов", характеризующимся древнейшими достоверными радиометрическими датировками, низкими первичными стронциевыми отношениями и примитивным изотопным составом свинца.

Большое значение имело подразделение прогибов, ранее относившихся к зеленокаменным поясам, на типичные зеленокаменные (Холенарасипур, Колар и другие) и эвгеосинклинальные (Читалдурга, Шивамога и другие). Однако различия разрезов их свидетельствуют, на наш взгляд, не столько о существенной разновозрастности, сколько о разной проницаемости для магматических расплавов вследствие различной степени раздвижения.

Надо отметить, что зеленокаменные пояса распределены на площади щитов древних платформ неравномерно. В Дхарварском поясе они образуют сгущение, подобное тому, что в поясах Абитиби-Вава Канадского щита и Калгурли-Кулгарди Австралийского. Подсчеты площадей показывают, что роль зеленокаменных комплексов в направлении от оси таких сгущений к периферии последовательно уменьшается при увеличении роли гранито-гнейсовых образований. Не случайно типичный зеленокаменный пояс Холенарасипур занимает осевое положение в Дхарварском сгущении. Все это, как нам представляется, является признаком заложения зеленокаменных и эвгеосинклинальных поясов верхнего архея на тоналитовом основании за счет его дробления и неравномерного раздвижения.

Комплексы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации, на Индостанской платформе распространены преимущественно в поясе Восточных Гат и южнее Дхарварской области. Несмотря на то, что на мелкокомасштабных картах обычно изображаются резкие структурные несогласия между участками глубокого и слабого метаморфизма, более детальные исследования указывают как будто на постепенные переходы от одних к другим. Наиболее вероятным представляется, что гнейсы амфиболитовой и гранулитовой фаций здесь примерно одновозрастны, входят в состав широких зон прогрессивного метаморфизма и в целом древнее зеленокаменных поясов.

Таким образом, в строении архейских образований обеих платформ улавливается много общих черт. Наиболее существенным различием является отсутствие в пределах Сибирской платформы комплекса серых гнейсов. Возможно, эта особенность определяет специфику платформы. Однако не исключено, что серым гнейсам отвечает алданский комплекс в целом. Проведенные Е.А. Кулишом [3] подсчеты среднего состава комплекса показали его соответствие породам типа гранодиорита.

Тектоническая природа комплексов. Нижнеархейские толщи обеих платформ метаморфизованы в высоких степенях и широких зонах. Резкие различия степени и типа метаморфизма этих и более молодых верхнеархейских образований показывают, что внутри архея располагается крупнейшее тектоническое несогласие. Впервые отмечивший этот факт Л.И. Салоп [4] связывает с этой границей рубеж двух главных подразделений докембрия — архея и протерозоя. Очевидно, что именно на этом рубеже возникли первые участки континентальной коры сиалического состава. В отношении предшествовавшей этому событию стадии развития Земли (раннего архея), названной Л.И. Салопом пермобильной, мы пока знаем очень мало и можем лишь строить предположения. Зеленокаменные пояса

верхнего архея уже в известной мере сходны с более молодыми структурами. Залегающие в основании их разреза вулканиты по петрохимическим особенностям сопоставляют с вулканитами рифтов, но формационные ряды в целом близки эвгеосинклинальным (реже — миогеосинклинальным).

Нижнепротерозойские толщи Сибирской платформы в отличие от архейских уже более дифференцированы. Типичным их представителем является удоканский комплекс. Это мощная (более 10 тыс. м) трехчленная толща преимущественно терригенного состава, залегающая в двух слегка вытянутых в субширотном направлении впадинах. Верхняя часть комплекса отделена от подстилающих несогласием и базальными конгломератами и имеет черты молассы. В целом комплекс следует отнести к миогеосинклинальному классу, хотя некоторые исследователи рассматривают его в качестве протоплатформенного. Аналогичная по составу эокитская серия, выступающая в основании разреза Оленекского поднятия, смята в серию изоклинальных складок.

В Прибайкалье и Присяные разновозрастные толщи содержат в большом количестве основные эффузивы и образуют комплексы эвгеосинклинального типа. Они перекрываются очень своеобразной аkitканской серией. Последняя сложена в основном аркозовыми и кварцевыми песчаниками, тесно ассоциирующими с риолитами и вмещающими субвулканические тела кварцевыми порфирами и массивами рапакиви. Аналогичная улканская серия залегает в восточной части Алданского щита непосредственно на архейском основании. Сходные по составу толщи вскрыты отдельными скважинами под чехлом платформы. Кодарские граниты, внедренные в удоканский комплекс, во многом напоминают рапакиви, к которым близки и по возрасту. Ранее описанные образования относились к среднему протерозою (1900—1600 млн. лет), а ныне в соответствии с новой стратиграфической шкалой докембрия СССР рассматриваются в качестве верхней части нижнего протерозоя.

Тектоническая природа таких осадочно-вулканогенных толщ оценивается по-разному. Часть исследователей полагают, что эти молассоподобные образования завершают формационные ряды геосинклиналей протерозоя. Другие считают, что они начинают собой рифейские геосинклинальные ряды. Более вероятным представляется третий вариант. Ограничение толщ несогласиями снизу и сверху, своеобразии структурного плана и степени дислоцированности, специфика вещественного состава и особенности латеральных рядов формаций — все это позволяет рассматривать названные толщи в качестве самостоятельного тектонического комплекса, знаменующего эпоху кратонизации фундамента платформы [1]. Вулканогенные члены латеральных формационных рядов с преобладанием порфировой формации маркируют зоны столкновения континентальных блоков.

На Индостанской платформе нижний протерозой представлен толщами исключительно миогеосинклинального типа. Это серии Аравалли, Райало, Дели, Биджавар и т. п. По составу, степени дислоцированности и расположению в общей структуре они близки удоканскому комплексу. Достоверных аналогов аkitканской серии здесь не установлено. Сходная по составу с удоканским комплексом серия Малани по радиометрическим данным много моложе и относится к позднему рифею. Кратонизация фундамента платформы к началу рифея здесь тоже завершилась, ибо уже в начале раннего рифея в Сингхбхуме изливались основные лавы Джагантпур-Данджори-Далма платформенного типа.

Рифейский (верхнепротерозойский) платформенный чехол покрывает Сибирскую платформу практически сплошь. Судя по палеогеографическим реконструкциям, вендский комплекс перекрывал даже территории совре-

менных щитов. В целом чехол имеет терригенно-карбонатный состав. Локально отмечаются вулканиты, присутствующие в ничтожных количествах. Стратиграфическая полнота и мощности сильно варьируют.

Наиболее примечательными структурными формами рифейского чехла являются перикратонные прогибы — Патомский, Учуро-Майский, Прибайкальский и др. Здесь мощность чехла быстро возрастает и толщи приобретают миогеосинклинальный облик. От смежных геосинклиналей они отделяются глубинными разломами (краевыми швами) или окраинными поднятиями.

Большой мощности достигает рифей также в авлакогенах — Котуйском, Уддинском, Енисейском. В последнем в нижней части разреза присутствуют основные вулканиты, что позволяет некоторым исследователям рассматривать прогиб в качестве эвгеосинклинального. Более вероятно, однако, его рифтогенная природа. Большинство перикратонных прогибов и авлакогенов структурно оформилось на рубеже среднего и позднего рифея (1100 млн. лет назад).

На Индостанской платформе рифей развит лишь локально, в изолированных впадинах — Виндийской, Кадапахской, Годавари. В составе толщ преобладают терригенные породы. Перикратонных прогибов не отмечено, если не считать таковым зоны Гималаев. Верхнедокембрийские карбонато-терригенные толщи Низких и Средних Гималаев имеют черты сходства с таковыми Учуро-Майского прогиба. Поскольку они тоже подстилаются кристаллическими образованиями фундамента, эту окраину Индостанской платформы вполне можно отнести к категории перикратонных прогибов.

Особое положение в структуре платформ занимают зоны Становика-Джугджура и Восточных Гат. В первой из них развиты кристаллические толщи, метаморфизованные главным образом в условиях амфиболитовой фации. Преобладают широтные простирания структур в отличие от преимущественно меридиональных на Алданском щите. Широко развитые в зоне гранитоиды датируются в интервале 1900—1740 млн. лет. По представлениям Д.С. Коржинского, породы, слагающие зону, аналогичны породам алданского комплекса, но диафорированы. По мнению Р.Ф. Черкасова [5], они первоначально были метаморфизованы в условиях прогрессивной амфиболитовой фации, и в этой же фации проявился повторный метаморфизм. Некоторые исследователи выделяют самостоятельный верхнеархейский становой комплекс. Принимая любой из вариантов, надо заметить, что тектоно-термальная переработка толщ в пределах зоны, вызвавшая диафорез, наложенную складчатость и гранитообразование в конце раннего протерозоя, существенно оторвана от времени образования самих толщ. Такого рода переработка древних комплексов названа М.А. Семихатовым диасхизисом.

В зоне Восточных Гат аналогичные процессы развивались в раннем и среднем рифее, достигнув апогея в гренвиллскую (сатпурскую) эпоху. Широкое распространение гранулитовых пород позволяет полагать, что диасхизису подверглись архейские толщи. Однако, если окажется верным предположение К. Дара о присутствии в зоне метаморфизованных аналогов серий Аравалли и Дели, эта особенность может получить иную интерпретацию. Нельзя исключить локальное проявление в эпоху диасхизиса процессов метаморфизма гранулитовой фации, особенно на сравнительно глубинных уровнях. Подобная интерпретация применима и к зоне Становика-Джугджура, где блоки пород гранулитовой фации ныне рассматриваются в качестве реликтов.

Тектоно-термальная переработка древних комплексов в обеих зонах

обусловила последующее развитие рифтогенеза и спрединга в смежных с ними районах.

Таким образом, в структуре докембрия и докембрийской истории Сибирской и Индостанской платформ можно отметить много общих черт в последовательности и типах тектонических комплексов, положении аналогичных комплексов в общей структуре, в последовательности главных этапов развития. Сравнительное изучение докембрийских тектонических комплексов создает хорошую основу для металлогенических построений.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Борукаев Ч.Б., Башарин А.К., Берзин Н.А.* Докембрий континентов. Основные черты тектоники. Новосибирск: Наука, 1977. 263 с.
2. *Коржинский Д.С.* Докембрий Алданской плиты и хребта Станового. — В кн.: Стратиграфия СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 1, с. 349—365.
3. *Кулиш Е.А.* Высокоглиноземистые метаморфические породы нижнего архея Алданского щита и их литология. Хабаровск, 1973. 369 с.
4. *Салоп Л.И.* Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л.: Недра, 1973. 309 с.
5. *Черкасов П.Ф.* Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.

УДК 551.71+552.4

В.М. Моралев

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕТАБАЗИТЫ В ГРАНУЛИТОВЫХ ПОЯСАХ ИНДОСТАНСКОГО И АЛДАНСКОГО ЩИТОВ

Метабазиты являются широко распространенными породами в составе раннедокембрийских гранулитовых комплексов древних щитов. Особенно характерны они для гранулитовых поясов, таких, как Восточно-Гатский в Индии или зона Станового хребта на Алданском щите, хотя известны случаи нахождения метабазитов и в областях развития других раннедокембрийских комплексов высоких фаций метаморфизма.

В качестве метабазитов рассматриваются кристаллические сланцы основного состава (ортопироксеновые, двупироксеновые, гранат-пироксеновые, пироксен-плагиоклазовые), обычно называемые пироксеновыми, или основными, гранулитами (или основными чарнокитами в Индии).

Для основных гранулитов Алданского щита многими исследователями предполагалась первичная магматическая (вулканогенная) природа. Поскольку известно, что региональный метаморфизм обычно является изохимическим, то очевидно, что в тех случаях, когда породы не подвергались значительному метасоматическому или гидротермальному изменению, в них можно ожидать сохранения дометаморфических особенностей распределения петрогенных и малых элементов. Если это так, то можно надеяться на выявление в основных гранулитах признаков первичной природы и даже слоистости, характерной для вулканогенных пород основного состава. С целью проверки представлений о метавулканической природе основных гранулитов было предпринято специальное петрохимическое и геохимическое исследование пироксеновых кристаллических сланцев гранулитовых комплексов Алданского щита, возраст которых определен изохронным свинцовым методом более чем в 3300 ± 200 млн. лет [6]. Условия метаморфизма раннедокембрийских пород этих комплексов оцениваются от $820-900$ до $1000-1100^\circ \text{C}$ и от $9,0-9,5$ до $10-11$ кбар [3].

В небольшом числе (5–10) проб определены содержания редких элементов, являющихся наименее подвижными при метаморфизме. Результаты нанесены на диаграммы, используемые для исследования пород вулканических серий [18]. Положение точек в пределах полей базальтов, щелочных базальтов и андезит-базальтов является достаточно надежным доказательством метабазаальтовой природы изученных гранулитов.

Аналогичный вывод получен и на основании анализов спектров распределения редкоземельных элементов, также являющихся малоподвижными при метаморфизме. Сравнение проводилось отдельно для пород с обычными для базальтов содержаниями магния (7–8%) и для высокомагнезиальных разновидностей (метакоматиитов) с содержанием магния от 18 до 24%. Объектами для сравнения являлись спектры содержаний редкоземельных элементов в архейских базальтах, базальтовых и перидотитовых коматиитах других районов [10].

Содержания редкоземельных элементов (нормализованные по хондриту) в основных гранулитах изученных районов показывают все особенности, характерные для спектров неизмененных или слабо измененных архейских базальтов и коматиитов. Это выражается в сходстве уровней концентрации редкоземельных элементов, отсутствии четко выраженного наклона кривых (т. е. отсутствии существенных различий в содержании легких и тяжелых редкоземельных элементов), наличии европиевого минимума. В высокомагнезиальных основных гранулитах европиевый минимум выражен несколько более резко, чем в аналогичных породах зеленокаменных поясов, что, видимо, отражает принадлежность их к породам более высокой фации метаморфизма. В остальном же эти породы характеризуются спектрами распределения редкоземельных элементов, вполне сходными со спектрами типичных архейских базальтовых и перидотитовых коматиитов Южной Африки [10].

Таким образом, геохимические особенности распределения редкоземельных и других инертных элементов (титана, циркония, ниобия) свидетельствуют о метабазаальтовой природе основных гранулитов. Эти данные позволяют ожидать, что величины геохимически индикативных отношений инертных компонентов в основных гранулитах должны быть близкими к тем, которые характерны для хондритов и магматических пород мантийного происхождения. Действительно, величины отношений TiO_2/Y , Nb/Zr и TiO_2/P_2O_5 , определенные в основных гранулитах, оказались близкими к трендам хондритов и непосредственно примыкающими к полю базальтов срединно-океанических хребтов [11].

Полученные данные хорошо согласуются с результатами исследований по распределению изотопов стронция в архейских кристаллических сланцах Алданского щита и Становой области. Для метаморфических пород основного состава, слабо измененных процессами гранитизации и не содержащими в значительных количествах биотит и флогопит, характерны очень низкие (0,7030–0,7088) начальные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ [1]. Поскольку низкие величины отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ свидетельствуют о мантийном магматическом происхождении исследуемых пород, можно полагать, что низкие отношения изотопов стронция в основных гранулитах унаследованы от исходных базальтов и что эти отношения увеличивались позднее вследствие привноса щелочей при метаморфизме и гранитизации гранулитовых серий.

Получив доказательства первичной магматической мантийной природы основных гранулитов по геохимическим параметрам, можно перейти к анализу петрохимических характеристик пород.

Анализ петрохимических параметров основных гранулитов архея Алдан-

ского щита и Становой области уже не раз выполнялся. Так, Е.П. Миронюк и соавторы [4] показали совпадение точек составов основных гранулитов с трендом базальтов на диаграмме А.Н. Заварицкого. В работах С.Д. Великославинского [2] и Л.М. Реутова [5] показано, что точки составов неизмененных кристаллических сланцев иенгской серии на диаграмме А.А. Предовского попадают в поле базальтов.

Для более обоснованного суждения о петрохимических характеристиках основных гранулитов архея Алданского щита и Становой области по собственным материалам и данным других авторов [2, 3] составлена представительная выборка из 137 анализов. Для анализа этой выборки использована серия петрохимических диаграмм, предназначенных для определения первичной природы метаморфических пород и для исследования андезит-базальтовых вулканических серий. На диаграмме Х. Ля Роша видно, что большая часть точек составов основных гранулитов образует поле, примыкающее к тренду составов магматических пород в области базальта, габбро и ультраосновных пород. Наибольшее сгущение точек наблюдается вокруг среднего состава базальтов. Некоторая часть точек заметно смещена в сторону низкоглиноземистых составов и попадает в основном в поле полимиктовых (граувакковых) песчаников, намечая второй, менее четко выраженный тренд, почти поперечный по отношению к тренду магматических пород. Наличие этого тренда свидетельствует о возможном происхождении части исследованных пород за счет метаморфизма слабодифференцированных (незрелых) граувакк или туфогенных песчаников. Большая же часть основных гранулитов, судя по этой диаграмме, очевидно, отвечает metabазальтам или высокомагнезиальным базальтам. На диаграмме $\text{CaO}-\text{MgO}$ большая часть точек ложится в область, где поля составов магматических и осадочных пород сближены либо перекрываются. Можно, однако, говорить о том, что общий тренд поля точек наиболее хорошо совпадает с трендом магматических пород основного и ультраосновного состава, что также свидетельствует в пользу metabазальтовой природы основных гранулитов. Бинарная диаграмма $\text{CaO}-\text{MgO}$ также показывает положительную корреляционную связь между этими компонентами, причем намечается тенденция уменьшения содержания кальция с возрастанием магнезиальности, которая характерна для базальтоидов.

Аналогичная картина заметна и на бинарных диаграммах $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$ и TiO_2-MgO . Последняя в этом отношении наиболее показательна, так как в метаосадочных породах концентрации титана возрастают с увеличением магнезиальности. В исследованных основных гранулитах содержания титана снижаются по мере увеличения магнезиальности, что характерно для metabазальтовых серий. Лишь в области низкомагнезиальных составов (MgO от 4 до 12%) поле точек не обнаруживает четкой вытянутости, что может связываться с присутствием в выборке метаосадочных пород типа граувакк.

На общей диаграмме составов магматических пород можно видеть, что большая часть точек попадает в поля субщелочных и толеитовых базальтов. Небольшая часть точек ложится в поле пикритов.

Для анализа составов коматиит-базальтовых серий можно использовать диаграммы Чёрча и Вильёнов [8, 16]. На диаграмме Б. Чёрча, помимо группы точек, находящейся в поле базальтов, часть точек располагается вдоль тренда коматиитов и гипербазитов, а некоторые точки попадают на линию составов лунных пород. На диаграмме Вильёнов также хорошо видно, что, кроме четко обособляющейся группы точек, располагающейся в пределах или вблизи поля базальтов, имеются точки, близкие к составам базальтовых, пироксенитовых и перидотитовых коматиитов.

Эти диаграммы, таким образом, вполне убедительно свидетельствуют о том, что основные гранулиты архея Алданского щита являются в основном метабазами, однако среди них имеются и высокомагнезиальные магматические породы типа базальтовых, пироксенитовых и перидотитовых коматиитов. Полученные геохимические и петрохимические доказательства природы метабазальтов основных гранулитов Алданского щита и Становой области позволили предположить, что в отдельных пластах этих пород в вертикальном разрезе может наблюдаться распределение петрогенных и малых элементов, аналогичное тому, которое установлено для единичных покровов базальтовых лавовых серий. Известно, что в разрезах архейских осадочно-вулканогенных серий в нижней половине единичных лавовых потоков наблюдается увеличение содержания магния и никеля [9]. Такое распределение очень хорошо заметно в покровах мощностью в десятки метров и гораздо слабее выражено в покровах мощностью в первые метры.

С целью проверки этого предположения несколько прослоев пироксеновых кристаллических сланцев, заключенных снизу и сверху между горизонтами биотитовых гнейсов и мигматитов, были опробованы по разрезу. Результаты исследования показали, что в прослое мощностью около 10 м в нижней половине разреза действительно наблюдается резкое увеличение содержания магния и никеля, вполне аналогичное установленному в базальтах и коматиитах архейских толщ зеленокаменных поясов западной Австралии, вмещающих сульфидные руды никеля. В прослоях мощностью около 1,5 м некоторая тенденция к повышению концентраций магния и никеля в нижней части разреза также наблюдается, однако, как и следовало ожидать, она выражена очень слабо. Полученные результаты, видимо, могут считаться дополнительным свидетельством того, что основные гранулиты являются метабазами, причем отдельные прослои этих пород сохраняют геохимические особенности единичных лавовых покровов.

Приведенные данные показывают, что комплексы основных гранулитов Алданского щита являются метаморфизованными вулканогенно-осадочными сериями, частично сохранившими первичное слоистое сложение.

Для основных гранулитов Восточно-Гатского пояса Индии в настоящее время также имеются данные о распределении редкоземельных элементов. В частности, в основных гранулитах района Мадраса [17] спектры распределения редких земель оказываются вполне сходными с типичными для архейских слабо измененных базальтов и высокомагнезиальных базальтов (коматиитов) других древних щитов и близкими к полученным для основных гранулитов Алданского щита.

Петрохимические особенности основных гранулитов Индии изучены значительно более полно. По опубликованным материалам индийских геологов [12, 14 и др.] составлена выборка из 75 анализов основных чарнокитов, пироксеновых кристаллических сланцев и амфиболитов пояса Восточных Гат, главным образом в пределах штатов Андхра-Прадеш, Тамил-Наду и Карнатака. Эта выборка обработана с применением тех же диаграмм, что и для метабазальтов Алданского щита, с целью получения сопоставимых данных. Необходимо отметить, что для некоторых разновидностей кристаллических сланцев основного состава гранулитовых комплексов Индии, так же как и Алданского щита, предполагается метаосадочное происхождение [7], однако подавляющее большинство основных гранулитов многие исследователи считают метаморфическими производными магматических пород основного и ультраосновного состава [12, 14].

Сравнение основных гранулитов Алданского щита и Индии показыва-

ет их большое сходство по важнейшим петрохимическим характеристикам, что, видимо, является свидетельством их происхождения за счет метаморфического преобразования вулканических пород раннедокембрийских базит-ультрабазитовых (коматиит-базальтовых) серий.

Известно, что химические характеристики толеитовых и известково-щелочных магматических серий являются хорошими индикаторами тектонических условий формирования вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов. Для анализа тектонических обстановок формирования раннедокембрийских метабазитов Индии и Алданского щита использованы диаграммы AFM, TiO_2-CaO/TiO_2 , $TiO_2-Al_2O_3/TiO_2$, $K_2O-TiO_2-P_2O_5$ [15], а также дискриминантная диаграмма Дж. Пирса [13] для петрогенных элементов. Оказывается, что геодинамические условия формирования комплексов основных гранулитов не могут рассматриваться как строго океанические и строго островодужные или континентальные. Большинство точек на диаграммах попадают как в поля океанических базальтов, так и в поля вулканитов островных дуг. Некоторые составы метабазитов оказываются сходными с внутриплитными базальтами.

Присутствие в составе серий толеитовых базальтов, базальтовых и перидотитовых коматиитов вместе с кремнистыми и глинистыми метаосадочными породами (кварцитами, железистыми кварцитами, гранат-биотит-силлиманитовыми кристаллическими сланцами) позволяет сравнивать комплексы основных гранулитов с современными офиолитами и рассматривать их как протоофиолитовые ассоциации. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что метабазиты гранулитовых комплексов сходны с метабазитами вулканических серий зеленокаменных поясов, хотя их образование предшествовало развитию зеленокаменных поясов, охватывая заключительные стадии эпохи пермобильного режима эволюции земной коры, когда сформировались первые сравнительно жесткие литосферные плиты, в состав которых входили древнейшие гранито-гнейсовые комплексы кратонов и обрамляющие их гранулитовые пояса.

Несмотря на существенные различия геодинамических условий формирования протоофиолитовых ассоциаций гранулитовых комплексов и зеленокаменных поясов, обилие метабазитов в гранулитовых поясах и их химическое сходство с метабазитами базит-ультрабазитовых серий зеленокаменных поясов позволяет предполагать близкие условия генерации основных магм как в стадию пермобильного режима эволюции литосферы, так и в стадию развития зеленокаменных поясов. В обоих случаях общая направленность эволюции основных магм реализовывалась по пути фракционной кристаллизации оливина и клинопироксена, которая обеспечивает появление высокомагнезиальных пород вплоть до никеленосных перидотитовых коматиитов и дунитов [9].

Положение точек составов метабазитов гранулитовых поясов Индии и Алданского щита на диаграммах $CaO-MgO-Al_2O_3$ свидетельствует о возможности нахождения в них дифференциатов ультраосновного состава с медно-никелевой сульфидной минерализацией, признаки которой известны в гранулитовых комплексах многих докембрийских щитов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брандт С.Б., Киселев Ю.В., Перминов А.В. и др. Абсолютный возраст кристаллических сланцев Алданского щита по данным рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов. — Сов. геология, 1978, № 9, с. 70—79.
2. Великoslavинский С.Д. Закономерности раннеархейского основного вулканизма центральной части Алданского щита. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1976, № 1, с. 48—58.

3. *Кастрыкина В.М., Карсаков Л.П.* Петрохимия кристаллических сланцев глубинных зон метаморфизма юга Алданского щита. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, № 2, с. 5–21.

4. *Миронюк Е.П., Любимов Б.К., Магнушевский Э.Л.* Геология западной части Алданского щита. М.: Недра, 1971. 240 с.

5. *Реутов Л.М.* Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 186 с.

6. *Рудник В.А., Соботович Э.В.* О возрасте полиметаморфических комплексов иенгрской серии Алданского щита. — Докл. АН СССР, 1969, т. 189, № 4, с. 834–837.

7. *Bhattacharyya C.* Granitization in relation to evolution of the charnockite series from the Eastern Ghat hills, Srikakulam district, Anahra Pradesh, India. — Neues Jb. Mineral. Monatsch., 1972, N 5, p. 220–240.

8. *Church B.N.* A tertiary thermal event in south-central British Columbia. Discussion. — Canad. J. Earth Sci., 1975, vol. 12, p. 896–899.

9. *Groves D.I.* Sulphide nickel-copper deposits of Western Australia: geology, exploration and evolution. — In: Intern. Seminar on the development potential of Precambrian mineral deposits. Moscow, 1979, p. 60.

10. *Hawkesworth C.J., O'Nions R.K.* The petrogenesis of some archaean volcanic rocks from Southern Africa. — J. Petrol., 1979, vol. 18, p. 487–520.

11. *Jahn B.M., Sun S.S., Nesbitt R.W.* REE distribution and petrogenesis of the Spanish Peaks Igneous Complex, Colorado. — Contribs Mineral. and Petrol., 1979, vol. 70, N 3, p. 281–298.

12. *Naqvi S.M.* Review of the present status of the geochemical work on the Precambrian mafic rocks of India. — J. Geol. Soc. India, 1974, vol. 15, N 3, p. 380–389.

13. *Pearce J.A.* Statistical analysis of major element patterns in basalts. — J. Petrol., 1976, vol. 17, pt 1, p. 15–43.

14. *Sen S.K., Sobhen R.* Hornblende-pyroxene granulites versus pyroxene granulites: A study from the type charnockite area. — Neues Jb. Mineral Abh., 1973, vol. 115, N 3, p. 291–314.

15. *Sun S.S., Nesbitt R.W.* Geochemical regularities and genetic significance of ophiolitic basalts. — Geology, 1978, N 6, p. 689–693.

16. *Viljoen M.J., Viljoen R.P.* The geology and geochemistry of lower ultramafic unit of the Onverwacht group and a proposed new class of igneous rocks. — Spes. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 1969, N 2, p. 55–85.

17. *Weaver B.L.* Rare-earth element geochemistry of Madras granulites. — Contribs Mineral. and Petrol., 1980, vol. 71, N 3, p. 271–279.

18. *Winchester J.A., Floyd P.A.* Geochemical discrimination of different magma series their differentiation products using immobile elements. — Chem. Geol., 1977, vol. 20, p. 325–343.

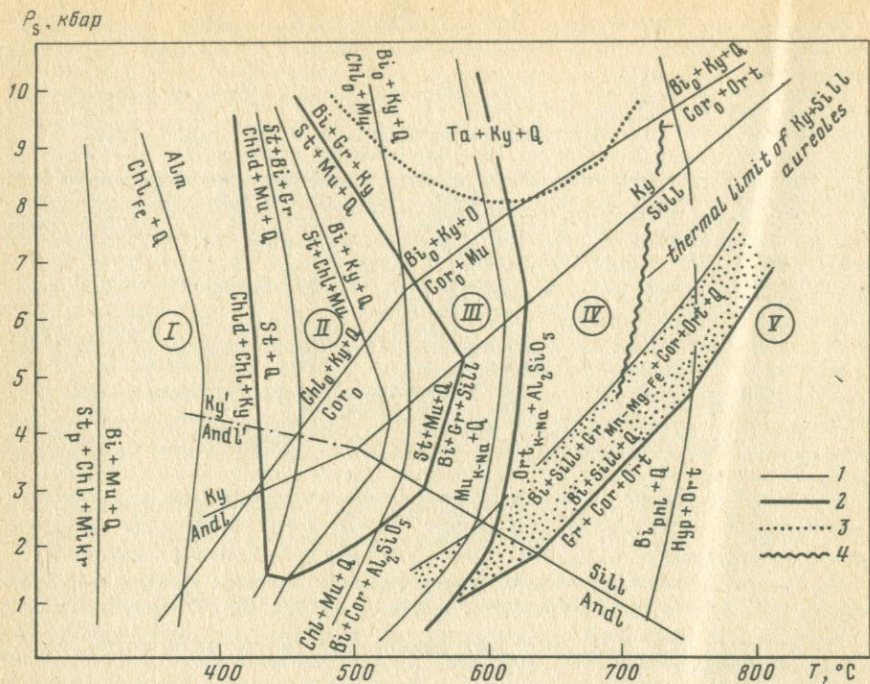
УДК 552.163

С.П. Кориковский

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ОРЕОЛОВ КИАНИТ-СИЛЛИМАНИТОВОГО ТИПА ГЛУБИНОСТИ

Кианит-силлиманитовые зональные ореолы широко развиты в метаморфических комплексах любого возраста — от докембрийских до альпийских. Они характеризуются повышенным общим давлением — от 4 до 8–9 кбар и высоким давлением CO_2 во флюидах. Это способствует кристаллизации минералов и парагенезисов большей плотности, чем в мало-глубинных андалузит-силлиманитовых ореолах, ограничивает устойчивость ряда "рыхлых" минералов (например, кордиерита), и тормозит реакции декarbonатизации в карбонатно-силикатных породах. Границы фаций, метаморфических зон и их температурные поля при $P_s > 4$ кбар отличаются от того, что характерно для меньших давлений (рис. 1).

На упрощенной (P_s – T)-диаграмме для насыщенных K_2O метапелитовых ассоциаций при давлении выше 5 кбар выделены пять температурных фаций: зеленосланцевая (I), ставролитовая (II), биотит-мусковит-гнейсо-



Р и с. 1. Упрощенная (P_s - T)-диаграмма равновесий в бедных СаО породах (метапелитах)

1 — границы субфаций; 2 — границы фаций; 3 — границы устойчивости парагенезиса тальк + кианит + кварц; 4 — максимальная температурная граница развития ореолов кианит-силлиманитового типа

Римские цифры — фации при $P_s > 4$ кбар

вая (III), биотит-силлиманит-калишпатовая (IV) и гранат-кордиерит-ортоклазовая (V). Изучение всех известных ореолов кианит-силлиманитового типа показало, что наиболее высокотемпературные зоны в них никогда не достигают условий гранат-кордиерит-ортоклазовой фации и их прогрессивное термальное развитие останавливается либо на максимальных ступенях ставролитовой, либо в середине биотит-силлиманит-калишпатовой фации, т.е. при температурах не выше 700–720°С. Единственное исключение — кианит-силлиманитовый ореол Центрального Массачусетса [11], который венчается гранат-кордиерит-ортоклазовым парагенезисом, но с участием граната, обогащенного Са и Mn; следовательно, и в этом случае условия собственно гранат-кордиерит-ортоклазовой фации, ограниченной линией $Bi + Sil + Q = Gr_{Mg-Fe} + Cor + Ort^1$ (рис. 1), не достигаются.

При $P_s > 8$ кбар в среднетемпературных, недосыщенных калием (без-мусковитовых) породах появляется парагенезис $Ta + Ky + Q$, что поз-

¹ Здесь и далее приняты следующие обозначения: Ab — альбит, Alm — альмандин, Bi — биотит, Chl — хлорит, Chld — хлоритоид, Cor — кордиерит, Dol — доломит, Gedr — жедрит, Gr — гранат, Hb — роговая обманка, Hup — ортопироксен, Ka — кальцит, Ky — кианит, Mikr — микроклин, Mu — мусковит, Ort — ортоклаз, Pl — плагиоклаз, Q — кварц, Sil — силлиманит, St — ставролит, Stp — стильпноменан, Ta — тальк, Trem — тремолит.

воляет выделять в особо глубинных комплексах дополнительную талькианитовую фацию.

Рассмотрим равновесие ряда зон на примере раннепротерозойских толщ Патомского нагорья, метаморфизованных в условиях типичного кианит-силлиманитового комплекса глубинности [4].

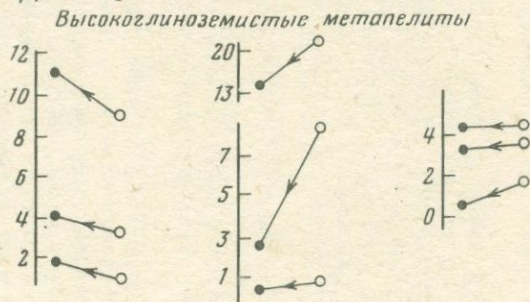
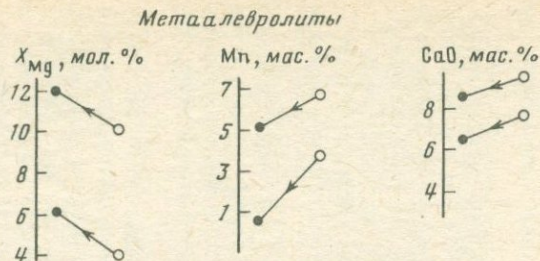
Зеленосланцевая фация подразделяется на добиотитовую, биотитовую и гранатовую зоны. Еще до изограды альмандина в условиях биотитовой зоны в глиноземистых породах за счет пиррофиллита возникает кианит, расширяет свою стабильность хлоритоид, исчезает диаспор, в метапсаммитах образуется биотит. В зоне граната критическим является парагенезис альмандина с хлоритом и хлоритоидом, магнезиальность которого растет с температурой. Все гранаты из любых типов пород имеют прогрессивную зональность (рис. 2) — от центра к краю увеличивается магнезиальность, предельное значение которой, однако, не превышает 8—9%, снижается примесь Mn и Ca. Лишь в двух образцах крайне марганцовистых гранатов вследствие проявления изоморфизма $Mn^{2+} \rightarrow Fe^{2+}$ магнезиальность гранатов повышается до 11—12%.

Переход к следующей ставролитовой фации [3] связан с новообразованием ставролита. На (P—T)-диаграмме (см. рис. 1) видно, что поле ставролитовой фации, в целом занимающее максимальный интервал 430—570 °C, ограничено реакцией появления ставролита в парагенезисе $Chld + Chl + Ky + Q$ и реакцией его высокотемпературного разложения на $Bi + Gr + Ky (Sill)$. Внутри ставролитовая фация подразделяется на три температурные зоны, которые всегда картируются не только в патомском, но и во всех известных кианит-силлиманитовых ореолах. Первая, ставролит-хлоритоидная зона характеризуется сосуществованием ставролита с хлоритоидом, причем к верхам зоны стабильность ставролита в результате ряда реакций увеличивается, а хлоритоида уменьшается (вплоть до полного его исчезновения) в результате реакции $Chld + Mu + Q = St + Bi + Gr$ (см. рис. 1). В патомском ореоле гранаты из этой субфации также сохраняют прогрессивную зональность (рис. 3), но предел их магнезиальности повышается до 12—15%.

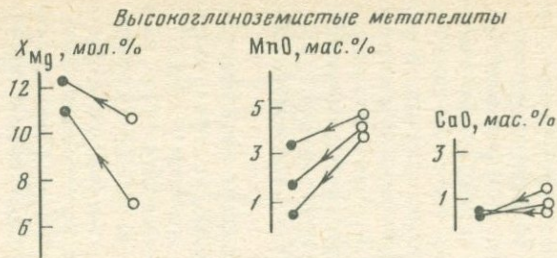
В следующей, ставролит-хлоритовой зоне хлоритоид уже полностью отсутствует, но продолжает сохраняться ассоциация $St + Chl$ при значительно сниженной предельной железистости хлорита и дальнейшем повышении магнезиальности граната в краевых зонах до 16—18%. Зональность граната только прогрессивная. Как показывает сравнение с другими ореолами, и в них вплоть до верхней границы данной субфации (реакции $St + Chl + Mu = Bi + Ky + Q$) гранаты имеют исключительно прогрессивную зональность.

Третья, наивысшая ступень ставролитовой фации — кианит (силлиманит)-биотит-ставролитовая зона, где окончательно исчезает хлорит и может появляться магнезиальный кордиерит (см. рис. 1). В патомском ореоле ставролит сохраняется и после инверсии кианит \rightarrow силлиманит, что отвечает $P_s = 4 \div 5$ кбар.

После исчезновения ставролита в результате реакции $St + Mu + Q = Bi + Gr + Ky (Sill)$ в кианит-силлиманитовых ореолах всегда выделяется поле устойчивости силлиманит- или кианит-двуслюдяных ассоциаций, которые фиксируют биотит-мусковит-гнейсовую фацию [3]. По температуре в ней выделяются две зоны (рис. 4), разделенные реакцией начала распада наиболее натровых мусковитов: $Mu_{K+Na} + Ab + Q = Ort_{K+Na} + Al_2SiO_5 + H_2O$. После нее в этой фации появляется четверной парагенезис $Mu + Pl + Ort + Al_2SiO_5$, который по мере роста температуры смещается в область ее более калиевых составов. Распад последних чисто



Р и с. 2



Р и с. 3

Р и с. 2. Зональность гранатов из зоны граната в кианит-силлиманитовом ореоле Патомского нагорья

1 — центральная, 2 — краевая части зерен

Стрелки указывают направленность изменения состава от центра к краю

Р и с. 3. Зональность гранатов из ставролит-хлоритоидной зоны в кианит-силлиманитовом ореоле Патомского нагорья

Обозначения те же, что на рис. 2

калийевых мусковитов (реакция $Mu_K + Q = Ort_K + Al_2SiO_5$) является высокотемпературной границей фации и означает переход к следующей биотит-силлиманит-ортоклазовой фации.

Как следует из (P_s-T)-диаграммы (рис. 4), в интервале 520–650°С обнаруживаются важные петрологические критерии глубинности кианит-силлиманитовых ореолов.

При давлении выше 8 кбар в недосыщенных K_2O метapelитах появляется парагенезис $Ta + Ky + Q$ (сечение I—I). В этих породах предельная магнезиальность граната в метapelитах в ассоциации $Ta + Ky + Gr + Q$ достигает 50% [6, 10], в основных породах широко развиты эклогитовые парагенезисы. Насыщенные K_2O породы между тем представлены обычными кианит-двуслюдянными и гранат-кианит-двуслюдянными сланцами с гранатом магнезиальностью 40–45%.

При $P_s = 6,5 \div 8$ кбар тальк-кианитовые ассоциации в недосыщенных K_2O породах уже не образуются и вместо них возникают менее плотные парагенезисы — кианитовые жедрититы, очень характерные для всех кианит-силлиманитовых комплексов при $P_s < 8$ кбар. В обычных, насыщенных K_2O метapelитах с мусковитом ставролит, а затем и мусковит распадается внутри поля стабильности кианита (сечение II—II). Поэтому в таких сравнительно глубинных комплексах при $T > 600-620^\circ C$ возникают кианит-ортоклазовые сланцы, характерные, например, для саксонских гранулитов [8] и беломорской серии Карелии [2]. В формациях данного типа магнезиальность граната в парагенезисе $Ky + Bi + Gr + Ort + Q$ достигает 35–40%.

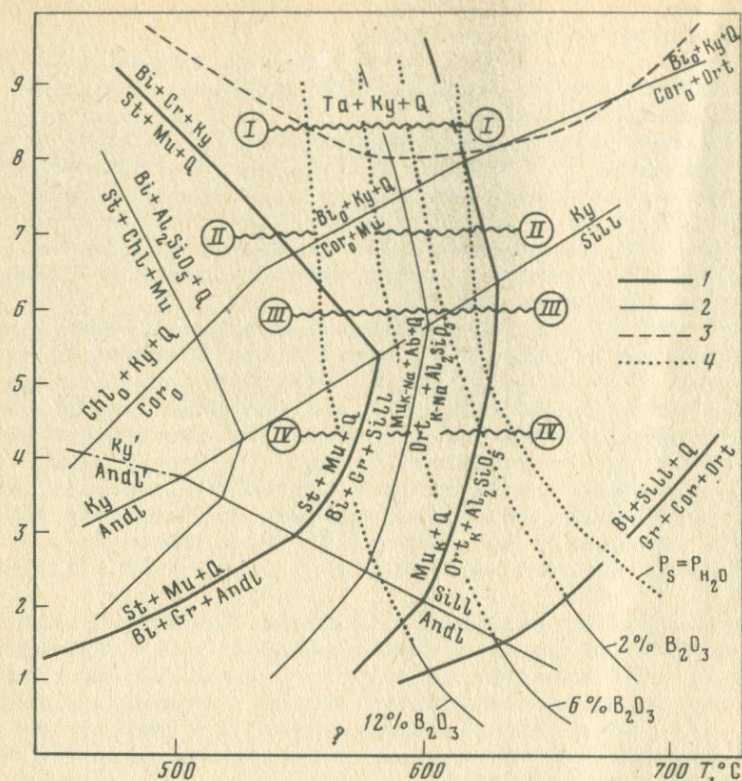
В ореолах, образующихся при $P_s = 5 \div 6,5$ кбар (сечение III—III на рис. 4), ставролит также распадается в кианитовом поле. Однако полиморфный переход $Ky \rightarrow Sill$ осуществляется внутри биотит-мусковит-гнейсовой фации, и поэтому после окончательного распада мусковита двуслюдяные сланцы переходят в силлиманит-ортоклазовые (без кианита). Это собственно барровианский тип зональности Шотландских нагорий, а также ряда районов Аппалачей в США.

При $P_s = 4 \div 5$ кбар (сечение IV—IV на рис. 4) разложение ставролита, а потом и мусковита целиком осуществляется в поле силлиманита. К таким наименее глубинным и, как теперь выяснилось, наиболее обычным в природе ореолам относятся раннедокембрийские комплексы Патомского нагорья [4], Мамской полосы, района Кандра в Индии [7], а также палеозойский ореол Центрального Массачусетса [11].

Зональность гранатов в породах верхов ставролитовой и более высокотемпературных зон приобретает специфические особенности. В ряде случаев и в этом термальном интервале гранаты сохраняют прогрессивную зональность. Наиболее контрастно она выражена в глубинных тальк-кианитовых комплексах, особенно на участках, не затронутых процессами гранитизации или мигматизации. Так, в тальк-кианитовых сланцах докембрия Кокчетавской глыбы Н.Г. Удовкина обнаружила пироп-альмандиновые гранаты с резко выраженной прогрессивной зональностью — X_{Mg} в них от центра к краю возрастает от 19 до 44% [6]. В центре граната, в его железистом и марганцовистом ядре, сохраняются реликты ставролита, хлоритоида и хлорита, которые показывают, что тальк-кианитовая фация прогрессивно сменяла ставролитовую.

Однако в обычных метapelитах из кианит-силлиманитовых ореолов, начиная с биотит-кианит-ставролитовой зоны, в подавляющем большинстве случаев в гранатах обнаруживается не прогрессивная, а регрессивная зональность. Один из наиболее характерных примеров — палеозойский ореол в Центральном Массачусетсе [11], в котором изучены гранаты из 6-ти ме-

P_s , кбар



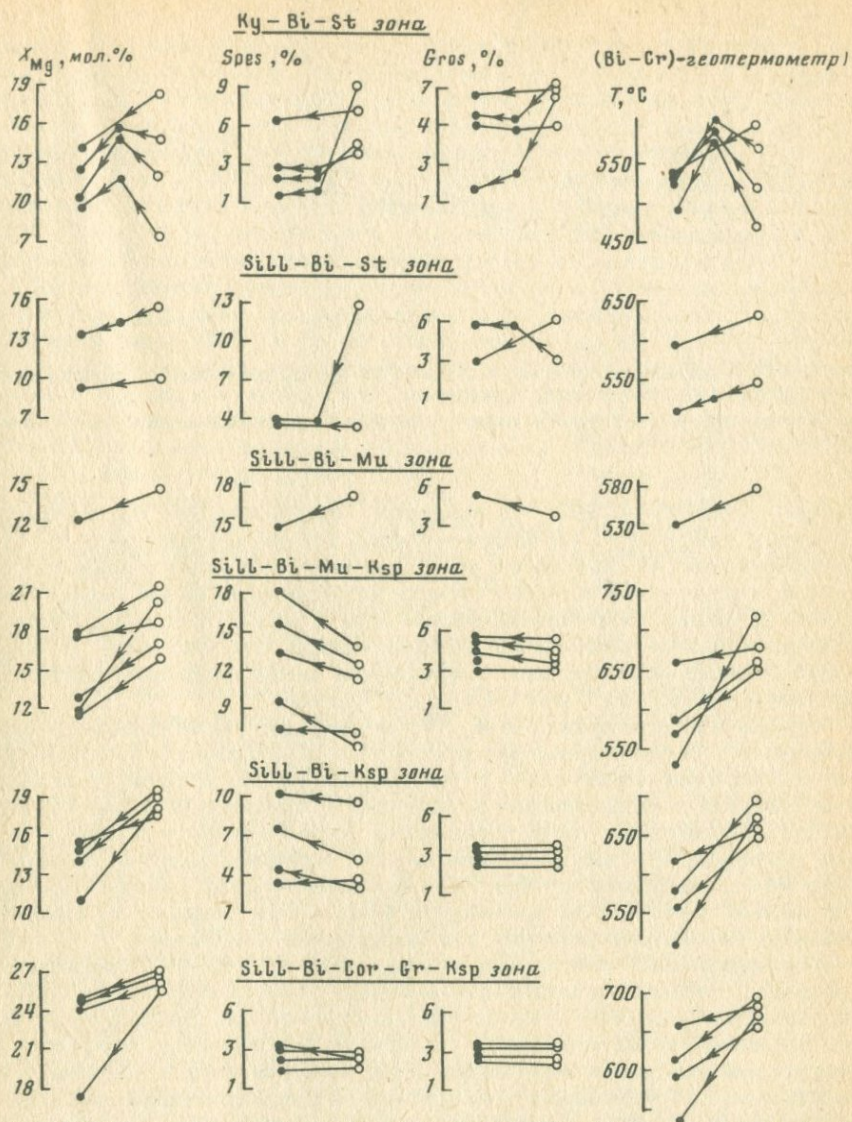
Р и с. 4. (P_s - T)-диаграмма равновесий биотит-мусковит-гнейсовой и пограничных с ней фаций

Границы: 1 — фаций, 2 — субфаций, 3 — поля устойчивости парагенезиса тальк + кварц; 4 — кривые плавления гранита при $P_s = P_{H_2O}$ и галлогранитной смеси с различным содержанием B_2O_3 в водном флюиде

Римские цифры — изобарические сечения, соответствующие 4-м типам глубинности, выделяемые по среднетемпературным равновесиям в кианит-силлиманитовых комплексах

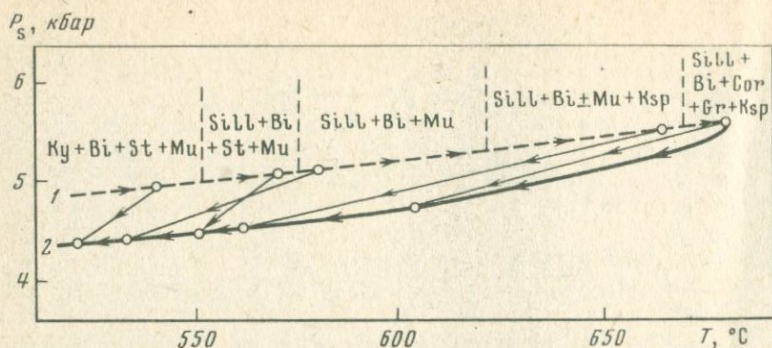
таморфических зон (рис. 5). Остатки прогрессивной зональности еще сохраняются в средних частях гранатовых зерен из кианит-биотит-ставролитовой и реже — из силлиманит-биотит-ставролитовой зон (рост X_{Mg} , снижение примеси Mn и Ca). Однако краевые части тех же зерен имеют обратную регрессивную зональность (понижение X_{Mg} и увеличение количества Mn и Ca). В более высокотемпературных зонах все гранаты имеют только регрессивную зональность, которая полностью стерла все следы прогрессивного хода процесса; последние фиксируются лишь по систематическому, от зоны к зоне росту магнезиальности центральных частей зерен — от 16–19% в кианит-биотит-ставролитовой зоне до 25–27% на границе биотит-силлиманитовой и гранат-кордиеритовой зон.

Изучение составов всех частей гранатовых зерен и сосуществующих с ними включений чешуек биотита позволило Р. Трэси с соавторами оценить изменение температуры в ходе процесса (рис. 6). Давление, согласно их



Р и с. 5. Зональность гранатов из различных метаморфических зон в кианит-силлиманитовом ореоле Центрального Массачусетса [11] и температуры кристаллизации внутренних и внешних частей кристаллов граната, определенные по биотит-гранатовому термометру

Обозначения те же, что на рис. 2



Р и с. 6. Прогрессивный (1) и регрессивный (2) тренды равновесий в кианит-силлиманитовом ореоле Центрального Массачусетса

Точки — средние температуры кристаллизации центральной и краевой частей зерен граната, по определению [11]

оценке ((Gr—Pl—Al₂SiO₅—Q)-барометр), систематически не менялось от зоны к зоне, отвечая значениям 4—6 кбар. Эти данные сведены на (P—T)-диаграмме (рис. 6), где видно, что усредненные для каждой зоны температуры, определенные по ядрам граната (прогрессивная ветвь), возрастали от 540°С (кианит-биотит-ставролитовая зона 1) до 680°С (граница биотит-силлиманитовой и гранат-кордиерит-ортоклазовой зон, или зона 6). В то же время краевые части гранатов (регрессивная ветвь) указывают на нижние температур до 600°С в зоне 6 и до 520°С в зоне 1.

Аналогичные данные получены и по многим другим метаморфическим комплексам. Таким образом, микрозондовые исследования устанавливают, что прогрессивная зональность в гранатах полностью сохраняется только в интервале от зеленосланцевой до середины ставролитовой фации. В более высокотемпературных зонах повсеместно проявлены регрессивные реакции, приводящие к частичной или полной перекристаллизации гранатов и изменению распределения Mg и Fe в паре гранат—биотит. Каковы причины образования регрессивной зональности в минералах главным образом из средне- и высокотемпературных зон? Наблюдения показывают, что в кианит-силлиманитовых комплексах, начиная именно с середины ставролитовой фации, появляются многочисленные тела синметаморфических гранитов, поля мусковитовых и редкометалльных пегматитов. Поэтому имеются все основания связать широкое проявление регрессивных процессов с циркуляцией постмагматических флюидов, действие которых выражается в различной по интенсивности, но постоянной фельдшпатизации, мусковитизации, эпидотизации и окварцевании пород в этих зонах.

Помимо высокого твердофазового давления, во всех кианит-силлиманитовых ореолах фиксируются явные признаки повышенных значений P_{CO_2} . Характерны в этом отношении равновесия в метабазитах и карбонатно-силикатных породах патомского комплекса Восточной Сибири [4]. Их отличительными признаками являются: отсутствие ферроактинолитов в биотитовой зоне (предельная железистость актинолита — 30%) и стабильность его аналога — парагенезиса анкерита с кварцем вплоть до изограды клинопироксена (середины ставролитовой фации), а также отсутствие волластонита. Это указывает на сильную заторможенность прогрессивных реакций декарбонатизации, в частности, по сравнению с типичными андалузит-силлиманитовыми ореолами, в которых, как правило, устойчивы

ферроактинолиты и волластонит, а реакция $Dol + Q = Trem + Ka + CO_2$ (т.е. полное разложение анкерит-доломитовых карбонатов с кварцем) происходит еще в зеленосланцевой фации. В ассоциациях метабазитов обнаруживаются и другие особенности, связанные уже с высоким твердофазовым давлением в патомском ореоле: появление глиноземистых Са-амфиболов и их парагенезиса с пироп-гроссуляр-альмандиновым гранатом уже в зоне граната и повышенное, почти предельное содержание Al_2O_3 (16–19 мас.%) в роговых обманках, приближающее их к типичным чермакитам, обладающим среди Са-амфиболов наибольшей плотностью.

Таким образом, суммируя парагенетические особенности кианит-силлиманитовых ореолов, мы видим совокупные признаки высокого твердофазового давления, а также высоких значений P_{CO_2} . К первым, помимо стабильности кианита вместо андалузита, относятся: ограниченная устойчивость кордиерита, железистость которого даже при минимальных для кианит-силлиманитовых ореолов давлениях (4–5 кбар) не превышает 25–30%; высокая предельная магнезиальность граната, которая при $T \approx 600^\circ C$ нарастает с давлением от 20–25% ($P_s \approx 5$ кбар) до 45–50% ($P_s \approx 8$ кбар); появление парагенезисов $Ky + Gedr$ и $Ta + Ky$ вместо $St + Cor$ и $Gr + Cor$, типичных для $P_s < 4$ кбар; появление ассоциации $Gr + Hrb$ уже в зеленосланцевой фации с участием очень глиноземистых Са-амфиболов. Критерии высоких значений P_{CO_2} приведены выше.

В отличие от роговиков и некоторых андалузит-силлиманитовых комплексов картирование кианит-силлиманитовых ореолов в разных регионах показывает, что их формирование не связано с конкретными телами гранитов. Синметаморфические автохтонные гранитоиды не тяготеют исключительно к высокотемпературным зонам, а широко развиты также в ставролитовой и биотит-мусковит-гнейсовой зонах. Граниты имеют обычно биотит-мусковитовый состав и обогащены турмалином, а иногда и флюоритом. Например, в Мамско-Патомском регионе синметаморфические двуслюдяные турмалиновые граниты автохтонного типа в равной мере встречаются во всех зонах вплоть до середины ставролитовой фации, а их аллохтонные аналоги прорывают также породы биотитовой и гранатовой зон. В контактах гранитов не фиксируется специфического термального воздействия на вмещающие метаморфические породы; обычно экзоконтактные изменения выражены в биотитизации, мусковитизации и турмалинизации, причем количество новообразованного турмалина в экзоконтактах достигает местами 30%. Для мусковитов характерно повышенное содержание фтора; в гранитах, кроме турмалина, в качестве характерных аксессуаров встречаются флюорит и фтор-апатит.

Таким образом, широкое развитие гранитов в среднетемпературных зонах, присутствие в них мусковита, "холодный" тип контактов указывают на значительно пониженную температуру их кристаллизации внутри кианит-силлиманитовых ореолов. Для объяснения причин этого вернемся вновь к диаграмме на рис. 4. На ней, кроме кривой плавления гранитов при $P_s = P_{H_2O}$, нанесены экспериментально определенные линии солидуса гаплогранита в равновесии с флюидом, содержащим различную примесь V_2O_5 [9]; кривые экстраполированы в области высоких давлений. Эти данные показывают, что с добавлением бора температура плавления гранита понижается на 60–130°C, причем с ростом P_s эти кривые смещаются в область еще более низких температур. Очевидно, что добавление фтора должно еще более усилить этот эффект. Следовательно, линии солидуса бор- и фторсодержащих гранитов проходят при $P_s > 3$ кбар глубоко в поле устойчивости мусковита, попадая в область биотит-мусковит-гнейсовой и даже ставролитовой фации. При этом становится возможной крис-

таллизация мусковита не только постмагматическим путем, но и из расплава, признаки чего уже неоднократно отмечались для природных глубинных гранитов.

Такая конфигурация линий солидуса объясняет приуроченность полей мусковитовых и турмалин-мусковитовых пегматитов именно к глубинным кианит-силлиманитовым ореолам и ограниченность или полное их отсутствие в менее глубинных андалузит-силлиманитовых комплексах. Постоянное присутствие турмалина, флюорита, фтористых мусковитов и фтор-апатитов с очевидностью указывает на большую роль бора и фтора при кристаллизации гранитоидов из кианит-силлиманитовых комплексов, а значит и на низкотемпературные (580—620°С) условия их образования, подтверждая природные наблюдения.

Обширная флюидная постмагматическая деятельность, затрагивающая метаморфические толщи в кианит-силлиманитовых ореолах и вызывающая, в частности, образование регрессивной зональности в гранатах, приурочена обычно к полям пегматитов, экзоконтактам гранитов или зонам разломов. Она имеет характер нарастающего кислотного выщелачивания, что выражается в мусковитизации, окварцевании, альбитизации сланцев, образовании кварц-мусковитового и кварц-кианитового комплекса в пегматитах. С зонами выщелачивания часто сопряжены участки переотложения выщелоченных железо-магнезиальных компонентов, представленные телами гранатовых, жедритовых, роговообманковых, биотит-эпидотовых метасоматитов, нередко с колчеданной минерализацией [1, 5]. Важно отметить, что минералогические критерии указывают на спад в регрессивную стадию главным образом температуры, но не давления. В частности, в постмагматических метасоматитах кианит-силлиманитовых комплексов не образуются андалузит, кордиерит или какие-либо ассоциации малоглубинного характера.

Таким образом, специфика кианит-силлиманитовых комплексов заключается не только в высоком твердофазовом давлении и высоком давлении CO_2 в момент метаморфизма. Высокая активность бора и фтора в синметаморфических гранитных флюидах наряду с влиянием глубинности способствует резкому снижению температуры кристаллизации расплавов вплоть до полей устойчивости мусковита и ставролита. Поэтому именно в кианит-силлиманитовых комплексах необычайно широко развиты мусковитовые и турмалин-мусковитовые граниты, массивы которых без видимых термальных эффектов внедряются в породы ставролитовой и биотит-мусковит-гнейсовой фаций. В среднетемпературных зонах кианит-силлиманитовых комплексов сосредоточены также все известные в мире поля мусковитовых пегматитов. Поэтому металлогеническая специализация кианит-силлиманитовых комплексов имеет свой, хорошо выраженный слюдоносный характер и сильно отличается от специализации малоглубинных андалузит-силлиманитовых комплексов, имеющей иную редкометалльную направленность, с преобладанием аутометасоматической альбитизации над мусковитизацией, при сильном снижении роли бора во флюидах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бушмин С.А. Кислотное выщелачивание при среднетемпературном региональном метаморфизме разной глубинности. М.: Изд-во МГУ, 1978.
2. Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов. М.: Наука, 1979. 170 с.
3. Кориковский С.П. Фации метаморфизма метапелитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
4. Кориковский С.П., Федоровский В.С. Ранний докембрий Патомского нагорья. М.: Наука, 1980. 300 с.

5. Соколов Ю.М., Бушмин С.А. Пегматизация и метасоматоз кианит-андалузит-силлиманитовой фациальной серии. М.: Наука, 1978. 88 с.
6. Удовкина Н.Г., Муравицкая Г.Н., Лапутина И.П. Фазовые равновесия тальк-гранат-кианитовых пород Кокчетавской глыбы (Северный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 55—64.
7. Chakraborty K.R., Sen S.K. Regional metamorphism of pelitic rocks around Kandra, Bihar. — Contribs Mineral. and Petrol., 1976, vol. 16, N 3, p. 210—232.
8. Matějovska O. Petrogenesis of the Moldanubian granulites near Namest and Oslavou. — Kristalinikum, 1967, vol. 5, p. 85—103.
9. Pichavant O. An experimental study of the effect of boron on crystallisation a water saturated haplogranite at 1 kbar vapour pressure. — Contribs Mineral. and Petrol., 1981, vol. 76, N 4, p. 440—454.
10. Raheim A., Green D.H. Talc-garnet-kyanite-quartz schist from an eclogite-bearing terrane, Western Tasmania. — Contribs Mineral. and Petrol., 1974, vol. 43, N 3, p. 223—231.
11. Tracy R.J., Robinson P., Thompson A.B. Garnet composition and zoning in the determination of pressure of metamorphism, Central Massachusetts. — Amer. Miner., 1976, vol. 61, N 7/8, p. 762—775.

Часть II

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

УДК 551.71 + 553.2

Я.Н. Белевцев, Л.С. Галецкий

МЕТАЛЛОГЕНИЯ УКРАИНСКОГО ШИТА

Украинский щит выделяется в качестве металлогенической провинции. Этот регион отвечает крупному геоструктурному элементу Восточно-Европейской платформы, испытавшему геосинклинальные и платформенные условия развития на протяжении длительного времени (архей — кайнозой). В его пределах развиты руды железа, титана, никеля, алюминия, редких металлов, графита, апатита, флюорита, пиррофиллита и другие полезные ископаемые.

Украинский щит имеет сложное складчато-блоковое строение и сложен глубоко измененными породами, являющимися продуктами метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных, осадочно-вулканогенных и осадочных образований. Наибольшей рудоносностью обладают геосинклинальные зоны, связанные с глубинными разломами и отличающиеся интенсивной складчатостью. Продуктивны также линейные тектонические зоны, вулкано-тектонические и терригенные впадины, сводовые поднятия, массивы центрального типа, кольцевые структуры.

В формировании Украинского щита выделяются три цикла: догеосинклинальный архейский (3500—2600 млн. лет), геосинклинальный нижнепротерозойский (2600—1650 млн. лет), платформенный верхнепротерозойский (1650—950 млн. лет).

Догеосинклинальный цикл характеризуется преобладанием вулканогенных пород с подчиненным количеством седиментогенных, слабой дифференцированностью геологических образований. Главными рудоносными геологическими формациями являются кремнисто-железистая и углеродисто-кремнистая, базальт-андезит-липаритовая, дунит-перидотитовая и пироксенит-габбровая.

Геосинклинальный цикл характеризуется образованием осадочно-вулканических подвижных зон, представленных троговыми складчато-разрывными протяженными поясами; широким развитием метаморфизма всех фаций и ограниченным проявлением ультраметаморфизма; значительной седиментационной, метаморфической и магматической дифференциацией вещества. Продуктивные формации — кремнисто-железистая (джеспилитовая), углеродисто-кремнистая, карбонатно-терригенная, лейкогранитовая.

Платформенный цикл отличается формированием областей и зон тектономагматической и тектонометасоматической активизации и развитием специфических рудоносных формаций: песчано-конгломератовой, трахибазит-трахиандезит-трахилипаритовой, габбро-анортозитовой, рапакиви-гранитовой, щелочных ультрамафитов и карбонатитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочно-гранитовой.

Изучение металлогении докембрия встречает немалые трудности, вы-

Среднее содержание малых металлов в главнейших группах пород Украинского щита (в %)

Группа пород	Сидерофильные Ti, Cr, Co, Ni, V и др.	Халькофильные Pb, Cu, Sb, Zn и др.	Литофильные Zr, Ba, Mg и др.	Сумма
Вулканические основные и ультраосновные	0,425	0,021	0,048	0,494
Терригенные и биогенные	0,110	0,012	0,048	0,170
Хомогенные	0,031	0,005	0,002	0,038

текающие из особенностей геологического развития и рудообразования докембрия. Эти трудности очевидны при сравнении металлогении докембрия и фанерозоя. Методы металлогенических исследований последнего в целом разработаны и сложились сравнительно давно, тогда как для докембрия они находятся в стадии становления.

К особенностям геологического развития докембрия в первую очередь относятся: его большая длительность, превышающая в 6—7 раз длительность фанерозоя; широко проявленные вулканогенные процессы, особенно в архее; необычайно интенсивно проявленные метаморфизм и ультраметаморфизм, охватившие осадочные и вулканогенные породы и замаскировавшие первичные эквиваленты метаморфических пород и их возрастные соотношения; выдающаяся роль метаморфогенного рудообразования.

Металлогения кристаллического основания закономерно связана с накоплением металлов в осадочных вулканических породах в различные этапы развития с последующей их концентрацией вследствие метаморфической и ультраметаморфической дифференциации и протоактивизации.

Металлогения архейского догеосинклинального цикла геологического развития определена накоплением Fe, Mn, Ni, Ti, Cu и других металлов, связанных с грандиозной вулканической деятельностью, представленной основными и ультраосновными магмами. С последними связано образование спилито-кератофировой и офиолитовой формаций, несущих черные и цветные металлы (таблица).

Металлогения нижнепротерозойского геосинклинального цикла геологического развития определена седиментацией, с которой связана концентрация больших масс Fe, Mn, Al, Pb и других металлов в терригенных, хомогенных и биогенных осадках (см. таблицу).

В осадочных породах докембрия широко распространены микрорудные фации — породы, в которых содержания многих металлов в несколько раз превышают фоновые. В этих микрорудных фациях сконцентрирована подавляющая часть рудных компонентов осадочных пород. По нашим подсчетам, в 1 км³ осадочных пород протерозоя указанные металлы находились в количестве около 5—8 млн. т, а отдельные из них, содержания которых в породе составляют около 0,01%, — примерно в количестве 0,5—1,0 млн. т. Большие объемы вулканических и осадочных пород в докембрии, а также значительные содержания в них микрорудных фаций показывают, что рассеянные металлы в породах являются неисчерпаемым источником для образования рудных месторождений.

Концентрация металлов в породах при метаморфизме и ультраметаморфизме вызвана перемещением рудогенных элементов при растворении, перекристаллизации и переплавлении первичных вулканитов и осад-

ков. Проведенные подсчеты количества металлов в породах различных фаций метаморфизма и ультраметаморфизма показали закономерное уменьшение их содержаний с развитием метаморфизма от пород зеленосланцевой до гранулитовой фаций. Эта общая закономерность выноса металлов при усилении метаморфизма усложняется тем, что в породах определенных метаморфических фаций происходит накопление различных металлов. Многие литофильные элементы, склонные к образованию легкорастворимых соединений, накапливаются в породах низких и средних фаций. Халькофильные элементы, которые весьма активно образуют сульфиды, накапливаются в зонах низкотемпературных фаций метаморфизма. Сидерофильные элементы образуют силикаты и окислы среди пород высоких фаций метаморфизма.

Область ультраметаморфизма характеризуется потерей исходными породами значительных количеств железа, магния, кальция и многих рассеянных металлов, которые накапливались в реоморфических гранитах и метасоматитах. Рудные элементы перемещались постгранитизационными флюидами и растворами и часто образуют месторождения или микрорудные фации, связанные с метасоматитами или жильными зонами, выполняющими открытые полости в породах. Длительная и неоднородная по интенсивности миграция рудогенных элементов, вызванная растворением, перекристаллизацией и расплавлением, привела к сложному распределению металлов в породах, часто не отвечающему их первоначальному содержанию.

Развитие метаморфизма и ультраметаморфизма вулканогенных и осадочных пород, охватившее все докембрийские континенты на толщину сиалической коры, вызвало несравнимое ни с какими другими геологическими процессами перемещение рудогенных элементов в породах. Это перемещение при благоприятных физико-химических условиях приводило к образованию многочисленных метаморфогенных рудных месторождений Fe, Pb, Cu и других металлов. В областях регионального метаморфизма образовались метаморфизованные и метаморфические месторождения, в областях развития ультраметаморфизма — ультраметаморфические.

Конечные этапы геологического развития металлогении докембрия характерны гидротермальной деятельностью, связанной с протоактивизацией, вызвавшей образование рудоносных тектоно-метасоматических зон под влиянием остаточных (постгранитизационных), а также ювенильных, флюидов и растворов.

Главнейшие особенности металлогении кристаллического основания щитов и древних платформ:

а) ведущая роль в образовании месторождений принадлежит метаморфизму и гранитизации, а не магматической интрузивной деятельности; рудная минерализация зависит от первичного состава, степени метаморфизма и гранитизации вмещающих пород;

б) развитие процессов гидротермального, преимущественно метасоматического, рудообразования по тектоно-метасоматическим зонам большой протяженности связано с конечными этапами гранитизации метаморфических пород;

в) наиболее высокая рудоносность наблюдается в сложноскладчатых метаморфических породах, в которых образуются метаморфизованные и метаморфические месторождения. По мере развития гранитизации рудоносность пород снижается и проявляется в образовании постгранитизационных гидротермальных месторождений.

Металлогения платформенного периода развития закономерно связана с протерозойской активизацией, приведшей к образованию магматических

интрузий, несущих рудную минерализацию: 1) раннепротерозойская активизация (1900—1800 млн. лет), выразившаяся в образовании кислых интрузий, представленных преимущественно калиевыми гранитами, и тектоно-метасоматических зон щелочного, Са-углекислого и Fe-магнезильного метасоматоза; 2) позднепротерозойская активизация (1700—1600 млн. лет), представленная интрузиями основных и в меньшей степени кислых и щелочных магм (формации габбро-анортозитовая, рапакиви-гранитовая, щелочно-гранитовая и др.).

Металлогения осадочного чехла непосредственно связана с образованием осадочных пород чехла. Характерны россыпные, осадочные и инфильтрационные месторождения железа, марганца, титана, циркония и других металлов. Размещение этих месторождений часто приурочено к источникам сноса или депрессиям в рельефе кристаллического ложа.

Металлогенические эпохи. По современным материалам представляется возможным более или менее уверенно выделить только три эпохи рудной минерализации в докембрии: *архейскую* с изотопным временем от 3,5 до 2,6 млрд. лет, *раннепротерозойскую* со временем от 2,6 до 1,65 млрд. лет и *позднепротерозойскую (рифейскую)* со временем от 1,65 до 0,68 млрд. лет.

Архейская эпоха относится к самому раннему догеосинклинальному периоду (мегациклу) геологического развития, отвечающему формированию гранито-гнейсового фундамента. Для него характерны глубоко-метаморфизованные породы — амфиболовые и пироксеновые гнейсы, мигматиты и плагиограниты. К архейской эпохе приурочены главным образом вулканогенно-метаморфические месторождения железа формации Алгома, а также графита, никеля.

Раннепротерозойская эпоха относится к геосинклинальному периоду геологического развития докембрия, представленному кристаллическими сланцами, кварцитами, мраморами, гнейсами, метабазитами, мигматитами и гранитоидами. Эта эпоха богата осадочно-метаморфическими, метаморфическими месторождениями железа. Ни одна последующая эпоха не создала таких крупных, имеющих мировое значение месторождений, как раннепротерозойская. Наибольшее металлогеническое значение имеют образования внутренних геосинклинальных зон, примыкающих к глубинным разломам, которые представлены терригенными и хемогенными формациями. Часто они образуют относительно узкие сложноскладчатые полосы метаморфических пород, в пределах которых сосредоточены многие метаморфогенные месторождения. В эту эпоху происходила тектоно-магматическая активизация. С ней связано образование серии разломов и зон объемной трещиноватости, по которым развивались интрузии различных гранитов и метасоматические тела, несущие оруденение редких и цветных металлов.

Позднепротерозойская эпоха. К ней относятся рудоносные образования, связанные с платформенным периодом развития кристаллического фундамента: 1) зоны тектономагматической активизации, представленные основными, кислыми и щелочными интрузиями по продольным и кольцевым разломам; 2) образования платформенного чехла верхнеархейского и фанерозойского возраста, с которыми связано образование россыпных и осадочных месторождений железа, марганца, титана, олова и других металлов.

Проведенное рассмотрение данных по металлогении щитов позволяет указать на характерные черты металлогении щитов, отличающие их от подвижных зон фанерозоя: а) ведущая роль эндогенного рудообразования закономерно связана с накоплением металлов в вулканитах и осадках и

последующей их концентрации при метаморфизме и ультраметаморфизме; б) размещение месторождений находится в прямой зависимости от состава вмещающих пород, интенсивности их метаморфизма и ультраметаморфизма; в) наиболее рудоносны сложноскладчатые метаморфические породы, по мере усиления метаморфизма и гранитизации их рудоносность снижается.

Главнейшие закономерности размещения месторождений. 1. Подавляющее большинство всех рудных месторождений размещается среди метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма. Значительно меньше их встречается среди пород гранулитовой фации и в полях развития гранитоидов. Для зеленосланцевой фации характерны метаморфизованные и в меньшей степени метаморфические месторождения преимущественно первично-осадочного происхождения; для амфиболитовой — собственно метаморфические и метаморфизованные месторождения; для гранулитовой — ультраметаморфические и в меньшей степени метаморфические и метаморфизованные.

2. Наиболее рудоносными являются структурно-фациальные зоны метаморфических пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, преимущественно протерозойских — кластогенных и хемогенных, развившиеся из древних троговых геосинклиналей.

3. Продуктивны зоны развития основного вулканизма (преимущественно архейского), представленные метавулканитами и вулканогенно-осадочными породами.

4. Значительной рудоносностью обладают дифференцированные формации основных, ультраосновных и щелочных пород из областей и зон тектономагматической и тектонометасоматической активизации.

УДК 553.2 + 553.411

Ю.Г.Сафонов, Б.Кришна Рао, В.Н.Васудев

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ И МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КРАТОНА КАРНАТАКА, ИНДИЯ

Кратон Карнатака, один из основных геотектонических элементов Индийского щита, характеризуется четко выраженной металлогенической специализацией. Здесь распространены главным образом золоторудные и медные месторождения. Подчиненное значение имеют хромитовые и титаномагнетитовые (с ванадием) месторождения, связанные с проявлениями ультраосновных магматических месторождений. В пределах кратона известны также свинцово-цинковые и медно-молибденовые рудопроявления, однако промысленных месторождений среди них пока не выявлено.

В статье изложены результаты коллективных исследований золоторудных и медных месторождений, выполненных в рамках программы научного сотрудничества между Академией наук СССР с Индийской Национальной академией наук, а также с университетами и геологическими организациями Индии. Авторы благодарны сотрудникам Геологической службы Индии, Департаменту Горного дела и геологии штата Карнатака, национальным компаниям Бхарат Голд Майнес, Читалдурга Коппер, Хатти Голд Майнес за большую помощь в сборе материалов. Большое внимание исследованиям авторского коллектива уделено доктором Б.П.Радакришна (Бенгалуру), а также профессорами М.Н.Висванатиах (Майсур), К.Лиеланендем (Хайдрабад).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ И МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КРАТОНЕ КАРНАТАКА

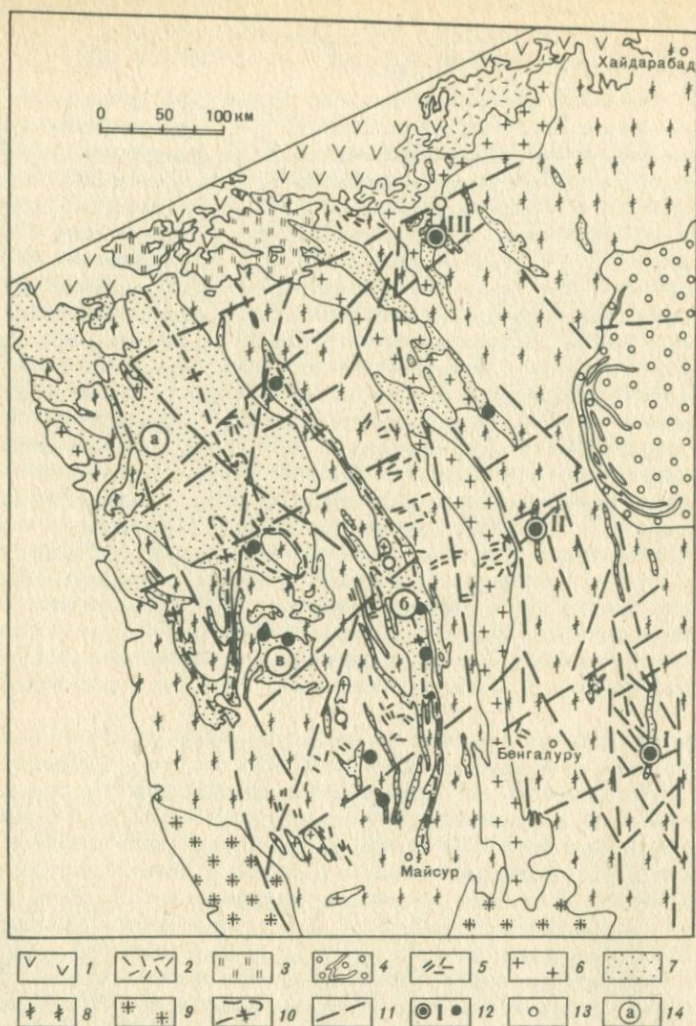
Кратон Карнатака занимает обширную территорию центральной и южной частей Индийской платформы (рис. 1). Согласно современным представлениям индийских исследователей, он сложен в основном архейскими метаморфическими породами супергруппы Саргур (более 3000 млн. лет), гранито-гнейсами и гнейсами Пенинсула (3000—2600 млн. лет) древнепротерозойскими породами Дарварской супергруппы или серии (2600—2100 млн. лет) и гранитами Клосепет, Патна (2380—2000 млн. лет) [8, 9, 11]. Здесь также известны древние граниты, чарнокиты, дайкообразные тела габбро-дунитов, перидотитов, анортозиты, прорывающие гранито-гнейсы Пенинсула, и дайки долеритов, габбро и диабазов, относящиеся, очевидно к различным этапам магматизма. Среди них отчетливо выделяются "молодые" дайки, пересекающие породы всех вышеперечисленных комплексов.

И.Свами Нат, М.Н.Висванатиа, М.Рамакришна [11] выделяют в пределах кратона два крупных блока: Западный и Восточный, границей которых является выдержанный пояс гранитов Клосепет. Западный блок сложен главным образом породами Дарварской супергруппы, слагающими здесь несколько крупных сланцевых поясов. Сланцевый комплекс в этом блоке отчетливо подразделяется на две толщи: группу Бабудан (2600—2500 млн. лет) и Читалдурга (2500—2300 млн. лет). Восточный блок сложен в основном гранито-гнейсами Пенинсула, среди которых залегают обособленные пояса кристаллических сланцев Саргурской супергруппы. Эти пояса (Колар, Рамагири Хатти), включающие одноименные золоторудные поля, параллелизуются с зеленокаменными поясами киватинского типа [8].

Данные по тектонике кратона весьма ограничены. Наиболее крупными тектоническими единицами, помимо указанных блоков — Западного и Восточного, здесь являются отмеченные пояса кристаллических сланцев. Как и гранитный пояс, разделяющий блоки, эти пояса вытянуты в северо-северо-западном направлении с отчетливым изменением простирания в южной части кратона на субмеридиональное, а в районе г. Майсур даже на северо-северо-восточное. Структура указанных золоторудных сланцевых поясов трактуется обычно как синклинальная, хотя прямых доказательств синклинального залегания пород не приводится [1, 3, 6]. Ряд исследователей указывает на погружение главных синклинальных складок к северу. Выходы пород группы Саргур, в том числе зеленокаменные пояса Коларского типа, характеризуются в целом изоклинальной складчатостью с ундуляцией осей основных складок и сложными дополнительными складками.

Тектоника гнейсов Пенинсула практически не расшифрована. Здесь выделяются отдельные гранито-гнейсовые купола, но систематических исследований линейных структурных элементов в гнейсах не проведено. Слабо изучена в пределах кратона и разрывная тектоника. При изучении рудных полей здесь выделяются разрывные нарушения, зоны скалывания различных порядков, однако при мелко- и среднемасштабном геологическом картировании дизъюнктивные элементы структуры описываются редко.

Интересные данные в этом отношении получены Р.Сринивасаном и Б.Л.Сринивасом при дешифрировании космических снимков кратона [10]. Этими авторами в пределах кратона выделена густая сеть линеаментов различного порядка. Среди них особенно контрастно выделяется система протяженных линеаментов северо-восточного простирания — поперечных по отношению к вытянутости поясов кристаллических пород. Хорошо прослеживаются и линеаменты, продольные по отношению к ориентировке поясов.



Р и с. 1. Схематическая геологическая карта кратона Карнатака (составлена на основе карт Геологической службы Индии с дополнениями материалов дешифрирования космических снимков [10])

1 — деканские траппы; 2 — нижнепалеозойские-верхнепротерозойские отложения серии Бхима; 3 — верхнепротерозойские отложения серии Каладги; 4 — верхнепротерозойские отложения серии Кадапа; 5 — дайки долеритов и диабазов; 6 — граниты Клоппет; 7 — породы Дарварской супергруппы (нерасчлененные); 8 — граниты, гранито-гнейсы Пенинсула; 9 — чарнокиты; 10 — оси главных синклиналей; 11 — крупные линейменты; 12 — золоторудные поля: основные (I — Колар, II — Рамагири, III — Хатти) и второстепенные; 13 — медные месторождения; 14 — пояса кристаллических пород (а — Шивамога-Гов, б — Читалдург, в — Баббудан)

Примечательно выделение многочисленных линеаментов протяженностью в десятки километров что позволяет оценить роль последних в размещении и строении рудных полей.

В пределах кратона известно более 70 золоторудных проявлений, среди которых лишь около десяти относятся к промышленным месторождениям. Большая часть золотопроявлений размещается в Западном блоке кратона, среди пород Дарварской группы. Среди этих проявлений представлена часть небольших по размерам жильных месторождений сульфидно-кварцевого и золото-кварцевого минеральных типов. Индийские исследователи относят эти месторождения к мезотермальным.

Основные золоторудные поля кратона — Колар, Хатти и Рамагири — располагаются в одноименных поясах пород группы Саргур. Месторождения этих рудных полей рассматриваются как гипотермальные. В отличие от месторождений Западного блока, занимающих неправильные по конфигурации площади без определенных геологических отличий, рудные поля Колар, Хатти, Рамагири линейно вытянуты, занимая центральные и краевые (Хатти) части соответствующих обособленных зеленокаменных поясов. По периферии этих поясов расположены штоки молодых гранитов. Здесь интенсивно проявлены и разрывные нарушения, согласные с простираем вмещающих пород и секущие, диагональные по отношению к слоистости. Особенно интенсивно диагональные разломы развиты в районе Колара, где они имеют северо-восточное простираем. Золотоносные пояса зеленокаменных пород могут быть объединены в единую зону — Восточный золоторудный мегалояс, параллельный поясу молодых гранитов Клоселет, разделяющих основные блоки кратона Карнатака. Существование такого золоторудного пояса, ранее намеченного С.Нарайянасами [3], подтверждается данными дешифрирования космических снимков, на которых хорошо прослеживается объединяющая эти пояса дугообразная зона линеаментов.

Возраст золоторудной минерализации в кратоне Карнатака однозначно не установлен. Б.П.Радакришна и В.Н.Васудев выделяют два этапа золотого оруденения: раннеархейский и позднеархейский. Другие авторы относят золотые месторождения к одному этапу — позднеархейскому или раннепротерозойскому. О возможном проявлении в кратоне не менее двух этапов золотого оруденения свидетельствует нахождение в основании разреза пород группы Бабабудан (Дарварская серия) золотоносных конгломератов. Они представлены олигомиктовыми образованиями, несогласно залегающими на гранитах Чикмагалур (гранито-гнейсовый комплекс Пенинсула). Конгломераты перекрываются амигдолоидными базальтами, кварцитами и хлоритовыми сланцами. В обнажениях в районе Картикири эти конгломераты наблюдаются в пласте мощностью в несколько десятков метров в пределах которого находятся также кварциты с косослоистой текстурой. Простираем пласта субширотное, падение пологое ($10-15^\circ$) на север. Конгломераты сложены хорошо окатанными гальками и валунами жильного кварца и кварцита. Преобладает галька размерами в несколько сантиметров в диаметре, хотя местами здесь значителен и валунный материал. Кварц в гальке в основном серый зернистый, внешне напоминающий жильный кварц золоторудного пояса Колар. В цементе конгломератов представлен кварцитовым материалом, наблюдается частая вкрапленность пирита. В конгломератах отмечается халькопирит. Местами фиксируется повышенная радиоактивность и присутствие аномальных содержаний золота [11]. Кварц, наблюдающийся в валунно-галечном материале, сходен с кварцем Коларского рудного поля и резко отличается от кварца мезотермальных месторождений, залегающих в породах Дарварской группы.

Геохронологические исследования возраста золотого оруденения в кра-

тоне Карнатака пока весьма ограничены. Изучение изотопного состава галенита из месторождения Колар, проведенное И.В. Чернышевым по материалам авторов, показало, что свинец здесь претерпел неоднократные преобразования. Полученные значения модельного возраста сильно разнятся: от 1,8 до 2,3 млрд. лет. Калий-аргоновое датирование по биотитам из кварц-полевошпатовых жил и зон околорудного изменения пород того же месторождения позволяет датировать возраст оруденения примерно в 2140—2240 (± 70) млн. лет (анализы выполнены в лаборатории ИГЕМ АН СССР М.М. Аракелянц). Значения в 2100—2300 млн. лет получены тем же методом для измененных metabazaltov из рудного поля Хатти.

Медные рудопроявления в кратоне Карнатака располагаются в основном в его южной и северо-восточной частях [7]. Число этих рудопроявлений, по данным Б. Радакришна, более 30. Среди них лишь небольшая часть представляет мелкие месторождения — Ингольда, Кальяди, Тинтини. Возраст рудовмещающих пород на месторождении Кальяди точно не установлен. Литологически эти породы сходны с породами группы Саргур. Рудное поле Ингольда размещается в пределах пояса Читалдурга, в его центральной части. Данные дешифрирования космических снимков позволяют связывать локализацию указанных рудных полей с крупными разломами северо-восточного простирания. Четкую связь с разломами данной системы имеет месторождение Тинтини, локализованное в пределах зоны такого разлома, прослеженного при геологическом картировании примерно на 30 км. Рудовмещающими породами здесь являются гранито-гнейсовые катаклазиты и дайковые диабазы. Размещение медного оруденения в дайках одновременно является и свидетельством молодого постдарварского возраста оруденения.

Косвенно о возрасте проявления медного оруденения месторождений Ингольда и Кальяди можно судить по данным изотопных исследований. Косвенность суждений в данном случае объясняется тем, что исследовались изотопы свинца (Ингольда) и радиогенного аргона (Кальяди). Изучение И.В. Чернышевым изотопов свинца из галенитов поздней рудной ассоциации месторождения Ингольда позволило определить возраст образования свинца примерно в 2,5 млрд. лет, что подтвердило более ранние исследования [12]. Однако здесь нельзя исключить, что рудоносными растворами заимствовался древний свинец.

На месторождении Кальяди калий-аргоновым методом проанализированы биотит из рудовмещающего сланца и сорудные кварц-полевошпатовые агрегаты. Полученные цифры возраста, как и следовало ожидать, оказались существенно различными: 2380 ± 40 млн. лет — 1480, 1550 ± 30 млн. лет. Полученные разницы в цифрах возраста в однообразных биотитах и калиевых полевых шпатах в те же 800 млн. лет, что и для рудного поля Колар по тем же минералам, позволяют считать реалистичным определение возраста формирования месторождений Ингольда и Кальяди примерно в 2,4 млрд. лет.

При указанной выше точности анализа возможны суждения как об однообразности медного и золотого оруденения, так и об их последовательном образовании в период раннепротерозойской тектономагматической протоактивизации кратона.

Геолого-структурные особенности месторождений, в частности соотношения медного и золотого оруденения с дайками, представляют дополнительную информацию о времени проявления эндогенного оруденения в кратоне Карнатака.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Среди промышленных золоторудных месторождений Индии естественно выделяется уникальное Коларское поле. Уже более 100 лет в этом поле ведется обработка золотых руд, основная масса которых заключена в одной рудоносной зоне — Чемпион-риф. Эта зона прослежена по простиранию более чем на 8 км. Параметрами зоны определяется и общая протяженность рудного поля. Коларское месторождение выделяется также по глубине обработки руд, достигшей 3300 м. Рудные тела в зоне Чемпион-риф, в ее центральной части, сохраняют промышленное значение и на этих глубинах.

Геология и структура Коларского рудного поля изучалась С. Нарайнасвами, М.Зиауддином, П.Рахгаваном и другими индийскими геологами. Ранние исследования здесь проведены Прайером [1, 3, 15]. Результаты исследований авторов настоящей статьи детально освещены в недавней работе [2]. Основные различия во взглядах на структуру этого поля определяются неодинаковой оценкой соотношения складчатых и разрывных структурных элементов и их роли в контроле оруденения. Исследования авторов показали, что в целом Коларское поле следует рассматривать как тектонический блок раннего заложения. В пределах блока рудные зоны контролируются субсогласными зонами скальвания [2].

Соотношения рудоконтролирующих разломов и зон скальвания видны на приводимой схеме (рис. 2). Следует подчеркнуть, что диагональные разломы, ограничивающие рудоносный блок, отчетливо фиксируются на космических фотоснимках.

В рудном поле известно более 20 минерализованных зон, из которых в настоящее время промышленное значение имеют Чемпион-риф, Мак-Тэгарт и Ориенталь. Недавно в рудном поле выявлено новое рудное тело — Новый риф. Пространственные соотношения этих тел видны на рис. 2. Эти тела имеют заметные различия в составе, но сходны по морфологии и условиям залегания — все они располагаются в зонах скальвания в основном среди волокнистых амфиболитов в зависимости от искривления этих зон, сочленения их с диагональными разрывами. Примечательной особенностью зоны Чемпион-риф является постепенное изменение ее падения от пологонаклонного на верхних горизонтах (до 500 м) до субвертикального на глубине. Это обстоятельство существенно сказывается на локализации кварца, мощность тел которого достигает нескольких метров (до первых десятков метров) на интервале пологого залегания зоны.

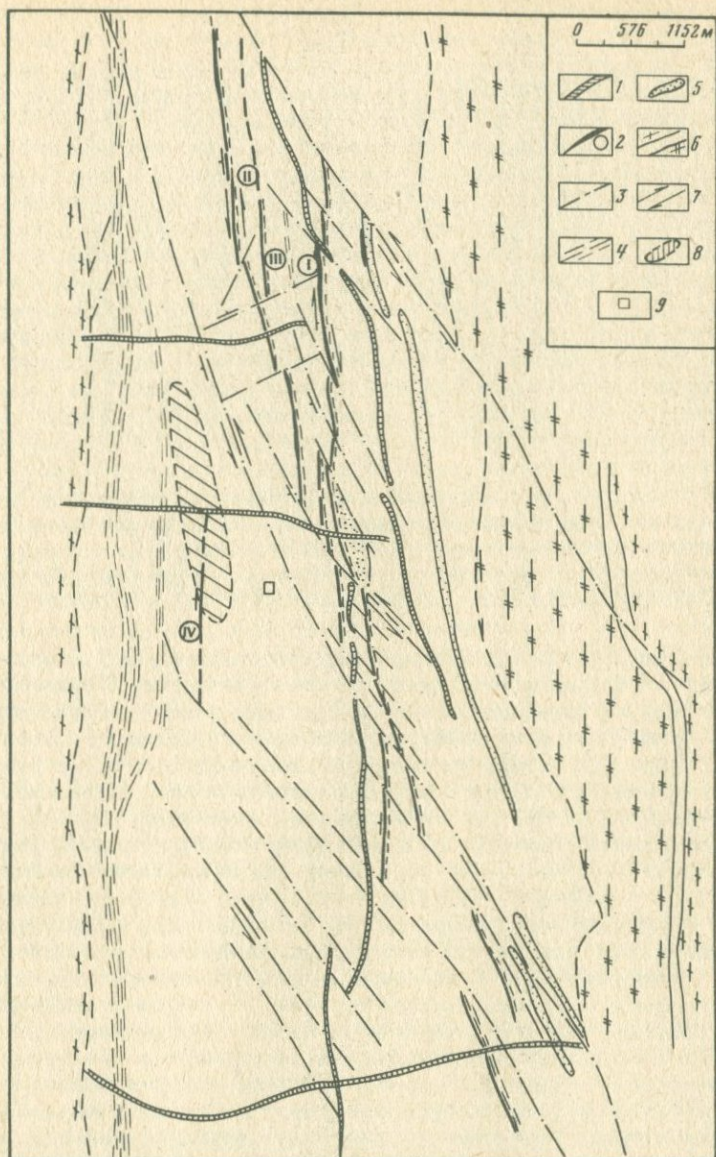
Прямого влияния литологического фактора на локализацию кварцевых тел и их мощность в рудном поле Колар не отмечается. Этот фактор сказывается на степени золотоносности последних. По данным ряда авторов, наиболее благоприятными для развития рудных столбов являются волокнистые, сланцеватые амфиболиты [3]. Их зернистые, массивные разновидности редко содержат кварцевые тела с промышленными концентрациями золота. Причинами этого очевидно, являются в основном динамометаморфические текстурные особенности амфиболитов, определяющие их проницаемость. В целом массивные и сланцеватые амфиболиты рассматриваются как метаморфогенные производные эффузивных пород — базальтов, зернистые — как метадолериты и волокнистые — как метагаббро и метапироксениты. Наши наблюдения позволяют высказать предположение, что волокнистые амфиболиты следует рассматривать как динамометаморфические образования, развивающиеся по различным породам в пределах тектонически активных зон. Глубинность заложения последних, выдержанность по простиранию определяют обычную приуроченность золотоносных кварцевых тел

к волокнистым амфиболитам. По своей тектонической природе рудоносные зоны рассматриваются нами как зоны скальвания, которые на конкретных участках в зависимости от степени расланцевания и смятия вмещающих пород (в том числе и раннего кварца) могут быть определены как зоны скальвания—расланцевания, скальвания—смятия. Различия последних выражаются в соотношениях трещин скальвания, расланцевания и локальных складчатых деформаций, а также разлинзования, будинирования амфиболитов и кварца. Ведущее значение в контроле оруденения трещин скальвания выражается и в локализации рудных столбов связываемых С.Нараянасвами и М.Зиаудином с дополнительными диагональными складками [1, 3]. Авторам представляется, что образование таких столбов связано с местами сочленения основных субмеридиональных зон скальвания с диагональными трещинами, на важнейшую роль которых в контроле оруденения указывал Т.Прайор. Пересечением Майсурским разломом субмеридиональных зон скальвания определен основной контур интенсивного развития золотой минерализации в рудном поле (см. рис. 2, 3). Главные рудные столбы в зоне Чемпион-риф размещаются согласно с изменяющимся залеганием линии пересечения этой зоны Майсурским разломом.

В процессе исследований авторами значительное внимание было уделено зональности рудной минерализации. Характерной особенностью Коларского месторождения является развитие золота, главным образом в самородном виде. Известно, что средние содержания в рудах в ранние годы эксплуатации рудника здесь в среднем составляли около 30 г/т. Примерно в 1885 г. эти содержания достигали 65 г/т, в 1890 г. — около 50 г/т, а начиная с 1905 г. закономерно уменьшались: с 25 г/т до 6—4 г/т в настоящее время [16]. В 1903—1905 гг. была достигнута наибольшая производительность рудника — 18—19 т золота в год, к 1940 г. постепенно снизившаяся до 9 т золота, а позже (также постепенно с определенными колебаниями) — до 2—3 т. Приведенные цифры отражают определенную вертикальную зональность в размещении рудной минерализации. Судя по этим данным, максимальные концентрации золота в рудах отмечались на глубинах в первые сотни метров в основном по залежи Чемпион-риф. Золото-сульфидно-кварцевые залежи, как показано индийскими исследователями, не отличаются на верхних горизонтах повышенной золотоносностью. Напротив, наиболее значительные рудные столбы в залежах Ориенталь, Мак-Тэгарт были вскрыты на глубине около 400—500 м и ниже. Указанные черты зонального размещения золоторудной минерализации связываются авторами с проявлением зональности отложения в ходе рудной стадии. Физико-химические условия развития золоторудной минерализации в описываемом рудном поле рассмотрены в другой статье сборника. Здесь же следует подчеркнуть этапность развития структуры рудного поля.

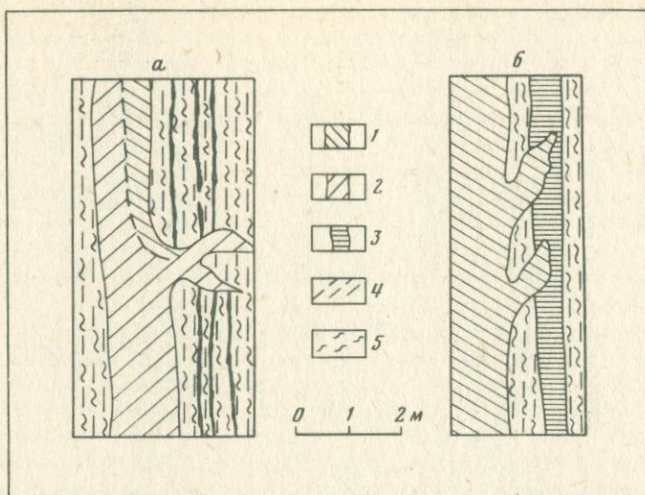
В истории развития структуры Колара отчетливо выделяются четыре этапа. В первый этап формировались ранние кварцевые тела. Эти тела достаточно широко распространены в рудном поле. Среди них, помимо названных золотоносных, известны и безрудные, которые также контролируются субмеридиональными зонами скальвания. Безрудный кварц имеет кварцитоподобную внутреннюю структуру и не несет столь значительно выраженных следов деформационных преобразований и перекристаллизации, которыми отличается золотоносный кварц.

Судя по зависимостям локализации кварцевых линз на нижних горизонтах выработок по залежи Чемпион-риф от изменения залегания зоны скальвания по простиранию, формирование линз происходило при сдвиговых перемещениях по этим зонам. Влияние диагональных разломов на мощность кварцевых тел свидетельствует о существовании этих разломов в рас-



Р и с. 2. Геолого-структурная схема Коларского рудного поля ([1, 16] с дополнениями авторов)

1 — дайки долеритов; 2 — основные рудные зоны (I — Чемпион-риф, II — Ориенталь, III — Мак-Тэггарт, IV — Новый риф); 3 — зоны разломов, стрелки указывают направления дорудных перемещений; 4 — зоны скальвания; 5 — зернистые амфиболиты (метагаббро); 6 — гранито-гнейсы: (а — гнейсы, гранито-гнейсы Пенинсула, б — гранито-гнейсы Чемпион); 7 — направления перемещений по разломам; 8 — проекция глубинного (~4 км) положения основной зоны поступления рудоносных растворов; 9 — шахта Гиффорд



Р и с. 3. Взаимоотношения кварц-полевошпатовых и кварцевых жил в зоне Чемпион-риф [зарисовки кровли выработок на горизонтах 69 (а) и 97 (б)]

1 — кварц-полевошпатовые жилы с турмалином; 2 — белый кварц; 3 — прожилки и жилы темно-серого кварца; 4 — трещины расщепления; 5 — амфиболиты

смаатриваемый период, а отсутствие кварцевых тел в зонах диагональных разломов — о закрытом, притертом состоянии последних. Кварцевые тела, несущие реликты вмещающих пород, формировались, по-видимому, в основном путем замещения вмещающих пород при меньшей роли выполнения кратковременно существовавших тектонических пустот.

На втором этапе развития структуры рудного поля происходило образование пегматитовых тел. Обстановка формирования этих тел изучена слабо. Сведения о распространении этих тел весьма скудны. Авторами изучалось пегматитовое тело, вскрытое на нижних горизонтах зоны Чемпион-риф (см. статью А.Д.Генкина, Ю.Г.Сафонова и др. в настоящем сборнике — рис. 1). В кварцлагере тела отмечаются и в крутопадающих зонах скальвания, иногда вместе с кварцевыми и кварц-полевошпатовыми жилами (рис. 3).

Третий этап развития структуры рудного поля — внедрение даек долеритов. Дайки контролируются ранними субмеридиональными и северо-западными зонами скальвания и чаще субширотными трещинами, пересекающими амфиболиты различных разновидностей, зоны скальвания и залегающие в них кварцевые тела (см. рис. 2). Мощности даек изменяются от первых сантиметров до десятков метров. Судя по залеганию даек, они выполняют крупные трещины отрыва. Некоторые из даек прослежены по всему трехкилометровому вертикальному интервалу, вскрытому горными выработками. В пределах основного рудного блока отмечается определенное скло-

нение даек к центральной части, к определенному глубинному центру внедрения.

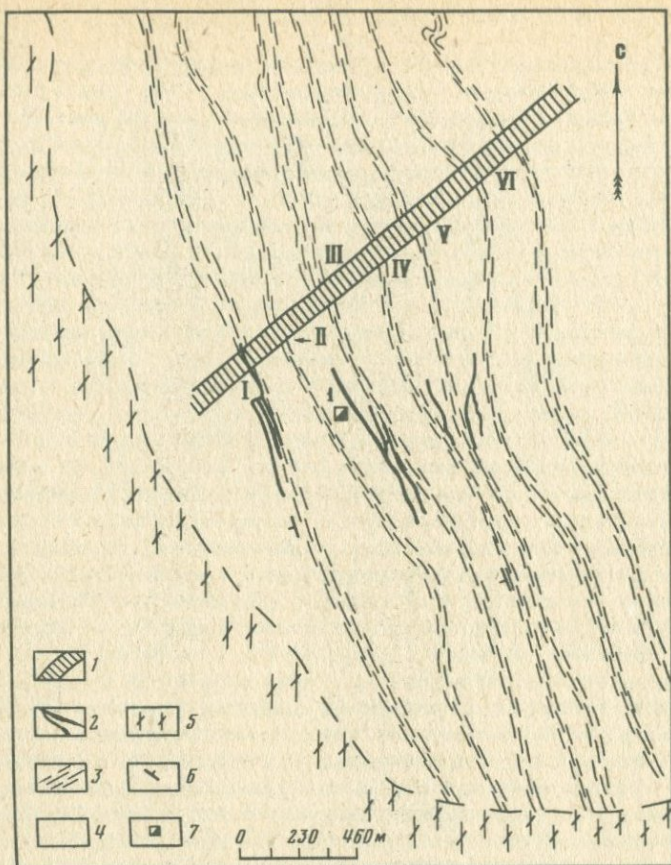
Многие исследователи относят дайки долеритов к послерудным [3, 15]. Пересечения ими кварцевых тел выражены очень четко. Вместе с тем авторы наблюдали дайки, подвергшиеся гидротермальному изменению, а также дайки, несущие кварцевые прожилки. На нижних горизонтах вблизи даек иногда изменяется мощность жил светлого кварца. В связи с этим мы полагаем, что по крайней мере часть даек являются дорудными. После их внедрения на кварцевые тела наложена золото-сульфидная минерализация. Следует отметить факты малоамплитудного смещения даек по тектоническим плоскостям, ограничивающим рудоносные зоны скальвания. В пределах последних дайки сохраняют свою монолитность. Пассивное тектоническое развитие рудоносных зон скальвания — характерная черта четвертого этапа развития структуры рудного поля, в течение которого были сформированы золоторудные тела. Золото в пределах последних отлагалось в основном в конце рудной стадии. Вкрапленники золота, его мелкие прожилковидные выделения, как и макроскопически более заметные зерна сульфидов, отчетливо контролируются микротрещинами, межзерновыми контактами кварца. Наблюдаются случаи приуроченности золота с сульфидами к залеченным плоскостям скопления внутри кварцевой массы, а также к трещинам, ограничивающим кварцевые тела. Примечательно, что золото часто сопровождается мелкозернистыми агрегатами кварца (III—IV генерации), образованного, очевидно, за счет перекристаллизации раннего кварца.

Значительные скопления образует светлый кварц (II ?), выделявшийся вместе с полевыми шпатами. Жильные тела, сложенные белым кварцем и полевым шпатом, наблюдаются на нижних горизонтах (см. рис. 3). Здесь кварц крупнозернистый, относительно слабodeформированный. К той же (второй), а возможно и к самостоятельной, генерации следует относить образования белого, светло-серого кварца широко развитого в золотоносных кварцевых телах, иногда в ассоциации с амфиболом, турмалином и другими жильными минералами. Этот кварц образуется за счет перекристаллизации основного (I) темноокрашенного (голубовато-серого, серого — до черного) кварца и образует гнезда, пятнистые и прожилковые выделения различных размеров, а также самостоятельные жилы. Основные преобразования рудовмещающего кварца (I—II) произошли, очевидно, до внедрения даек долеритов. В собственную рудную стадию имело место хрупкое разрушение кварцевых тел, агрегатов и зерен кварца, происходившее, по-видимому, при преимущественном подновлении диагональных разломов и малоамплитудных взбросо-сдвиговых перемещениях ограничиваемых ими блоков пород.

Таким образом, Коларское золоторудное поле характеризуется сложным многоэтапным развитием структуры. Его своеобразие наиболее отчетливо выражено в сочетании выдержанных по простиранию и глубине субсогласных зон скальвания с диагональными разломами, а также в интенсивных дорудных псевдопластических преобразованиях кварцевых тел и их хрупком разрушении в период рудообразования.

Сходной геологической структурой обладает месторождение Хатти, близкое к Колару и по типу кварц-золоторудных тел.

Золоторудное поле Хатти приурочено к южной части одноименного пояса зеленокаменных пород (рис. 4). В пределах месторождения установлены семь рудоносных зон, представленных зонами скальвания, рассланцевания, мощность которых изменяется от 1—2 до 50—60 м. Зеленокаменные породы в этих зонах изменены — хлоритизированы, биотитизированы и выглядят на фоне массивных эпидотизированных амфиболитов как хлорит-био-



Р и с. 4. Схематическая геологическая карта золоторудного поля Хатти [16]

1 — дайка долеритов; 2 — проекции рудных тел (с горизонта 300 футов); 3 — рудоконтролирующие зоны скальвания (I — Главная, II — Оклея, III — Средняя, IV — зона 1, V — Вилладж; VI — Страйк); 4 — амфиболиты; 5 — гранито-гнейсы; 6 — направления падения пород; 7 — шахта Маллапа

титовые сланцы. Проявления кварц-золоторудной минерализации сконцентрированы в центральной части поля, имеющей длину около 3,5 км и ширину около 1,2 км. Глубина отработки зон — 500–600 м, а по Главной рудной зоне — до 1 км. Расстояние между зонами колеблется от 60–70 до 250–550 м. Общей чертой рудоносных зон является крутое падение к западу ($\angle 70\text{--}80^\circ$) и выполнение жилообразными кварцевыми телами с характерными раздувами-пережимами как по простиранию, так и по падению.

В рудоконтролирующих зонах, помимо основной системы трещин скальвания, иногда появляются трещины расщепления, располагающиеся под острым углом к основной системе. В таких зонах сохраняется жилоподобная форма рудных тел. Мощность рудных тел обычно составляет 0,5–3,5 м, существенно возрастая в местах сдвигания кулисообразно расположенных тел. В таких участках отмечаются раздувы до 50 м. Оруденение в рудных зонах распределено весьма неравномерно. Наиболее крупные рудные столбы, обычно вытянутые по падению зон, отработаны в зонах Оклея

и Страйк. В зоне Оклей промышленные руды прослежены на расстоянии около 1,5 км по простиранию. Рудные столбы здесь выделяются весьма условно. Отдельные сложные по конфигурации струи прослеживаются по падению на сотни метров при ширине в десятки—сотни метров. Вместе с тем некоторые рудные столбы вытягиваются в субгоризонтальном направлении. В других зонах рудные столбы выделяются более отчетливо. В Средней зоне установлены два основных субвертикальных рудных столба, прослеживающиеся по падению на 120—150 м при ширине в 60—70 м. Эти столбы располагаются один над другим, разделяясь почти 100-метровым безрудным интервалом. Примечательно что в зонах Оклей, Страйк, Средней рудные столбы на относительно глубоких горизонтах оказываются более богатыми, чем на верхних горизонтах. Характерной особенностью месторождения Хатти является рудоносность измененных вмещающих пород вблизи кварцеворудных тел.

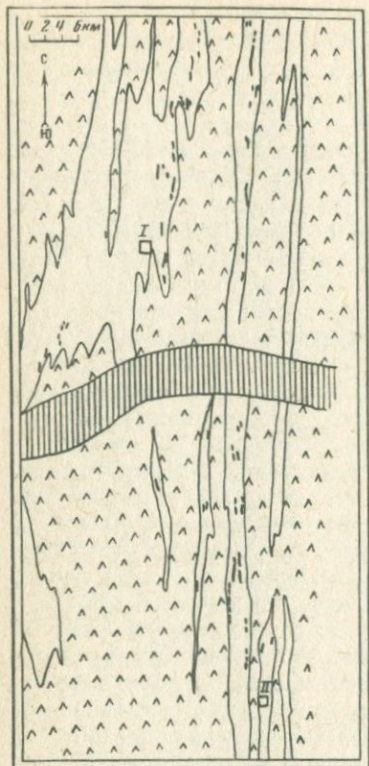
Руды месторождения Хатти существенно кварцевые. Количество сульфидов обычно не превышает 1—2%. Среди последних наиболее часто встречаются пирит, арсенопирит. Согласно В.Н.Васудеву и С.Наганна [5], эти сульфиды вместе с малыми количествами золота образовались в первую стадию. Со второй стадией эти исследователи связывают отложение основной массы золота вместе с пиротином, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Сфалерит и галенит встречаются весьма редко. Во всех зонах отмечается шеелит. В третью стадию образовались кварц-кальцитовые жилы, пересекающие рудные тела. В этих жилах отмечается переотложенное золото.

Рудоносный кварц месторождения Хатти сходен по окраске и микроструктуре с кварцем Коларского поля. Здесь наблюдается серый, голубовато-серый, темно-серый кварц, а также кварц зеленоватого или коричневатого цвета, обусловленного соответственно нахождением в кварце серицита-хлорита и биотита. Наличие не полностью замещенных обломков пород в кварце является свидетельством его метасоматического происхождения. Кварц, как правило, пластически деформирован. Сульфидная вкрапленность тяготеет к реликтам пород либо образует микропрожилки среди кварца.

Рудное поле Рамагири отличается от вышеописанных золоторудных полей локализацией оруденения в метасадочных породах. Оно размещается в узком поясе зеленокаменных пород, где выходы метаандезитов и метагаббро перемежаются с полосами серицит-хлоритовых филлитов кварц-серицитовых сланцев и железистых кварцитов Дарварской группы. Породы в поясе интенсивно дислоцированы. Его общее строение рассматривается как синклинальное. Наряду с этим выделяются наложенные складки — две синклинали, разделяемые антиклиналью, в ядре которой залегают молодые граниты [4].

Рудное поле приурочено к западной синклинали. В ее западном крыле более чем на 15 км прослеживается рудоносная зона рассланцевания и смятия серицит-хлоритовых филлитов. Ширина полосы примерно 150 м. Характерны ее дуговидные очертания с изменением простирания от северо-восточного (30—40°) в северной части до северо-северо-западного на юге. В пределах зоны развиты кулисообразно расположенные складки волочения и трещины скалывания, которыми вместе с субсогласными зонами рассланцевания и контролируются развитые здесь золотоносные кварцевые жилы, линзы и прожилки. Кварцево-рудные тела также имеют кулисообразное размещение. Падение их крутое (60—80°) на восток.

Рудная минерализация в пределах поля распределена весьма неравномерно, на что указывает размещение древних горных выработок. Относитель-



□ 1 ▲▲ 2 ▨ 3 ▭ 4 □ 5

Р и с. 5. Схематическая геологическая карта Центрального участка золоторудного поля Рамагири [15]

1 — филлиты; 2 — зеленокаменные породы; 3 — дайка долеритов; 4 — древние выработки; 5 — шахты рудников Иеппамена (I) и Рамагири (II)

но большей рудоносностью характеризует южная часть поля до участка перегиба рудоносной полосы, т.е. на участке ее северо-северо-западного залегания. Следует отметить, что рудоносный блок выделяется и в крайней северной части полосы. Закономерности площадного размещения рудных тел можно видеть на примере центрального участка Иеппамена, где в настоящее время ведутся разведочные и эксплуатационные работы (рис. 5). В предшествующий период добыча руд проводилась из небольших шахт в различных частях поля. Максимальная глубина распространения промышленных руд здесь достигает 300 м; чаще рудные тела выклинивались на глубинах до 100 м. Протяженность отдельных рудных тел обычно измерялась десятками метров. Характерно, что рудные тела часто группируются в локальные полосы протяженностью до 1 км, но в целом минерализованные весьма слабо. Мощность рудных жил или линз здесь изменяется примерно от 20 см

до 2—3 м. Часто наблюдаются тонкие прожилки. Мощные раздувы жил очень редки; к тому же золотоносность тел не всегда коррелируется с их мощностью.

Состав рудных тел крайне прост. Помимо кварца (серого, белого, голубоватого), в рудных телах наблюдается карбонат, серицит, пирит, арсенопирит. Рассеянный пирит отмечается и в окварцованных филлитах. В осмотренных одним из авторов выработках горизонта 120 м рудника Иеппамена отчетливо различался кварц двух генераций — ранний темно-серый, подвергшийся смятию, будинированный, и белый, вместе с анкеритом, слагающий жилоподобные тела. Золото в рудных телах — тонкорассеянное.

В целом золоторудная минерализация в рудном поле весьма рассредоточена и не образует значительных рудных скоплений. Здесь отмечались небольшие рудные столбы с содержанием до 50 г/т [3, 4], но крупных рудных тел не обнаружено. Известные в рудном поле крупные протяженные и насыщенные кварцевыми телами зоны обычно не содержат золота. Не отмечено золота также в мощной кварц-анкеритовой и кварц-графитовой зонах, выделенных К. Кришна Мурти в восточной части пояса.

Таким образом, в рудном поле Рамагири, располагающемся в благоприятной для концентрации оруденения геолого-структурной обстановке, значительных скоплений золота не выявлено. На площади рудного поля интенсивно проявлены складчатость различных порядков, зоны расланцевания, скальвания, а также разрывные нарушения. Вблизи рудного поля залегает

массив молодых гранитов. Здесь широко развиты дайки, обычно поперечные по отношению к поясу. Тем не менее концентрированное рудоотложение в рудном поле не проявилось. Обращают на себя внимание факты избирательной приуроченности кварцево-рудных тел к серицит-хлоритовым филлитам, широкого площадного проявления окварцевания метасадочных пород при практическом отсутствии четко выраженных "околожилных" изменений вмещающих пород. Эти данные свидетельствуют об очевидных резких различиях процессов рудообразования, проявившихся в рудных полях Колар и Хатти, с одной стороны, и Рамагири — с другой. Нельзя исключать, что в рудном поле Рамагири представлены и метаморфогенные разновидности кварца. Однако золотоносность кварцевых тел и здесь имеет наложенный характер. Сульфиды накладывались на ранний кварц в условиях хрупких деформаций последнего. Явно постметаморфическое происхождение имеет кварц-анкеритовая минерализация. Соотношение последней с дайками долеритов и габбро не изучено.

Сравнительный анализ структурных особенностей основных золоторудных полей кратона Карнатака показывает, что локализация концентрированного золотого оруденения здесь определялась благоприятным сочетанием глубинных рудогенерирующих процессов и структурной подготовки в сфере рудоотложения. Крупные золоторудные месторождения формировались в одну из ранних эпох протоактивизации кратона, в условиях действия активных субгоризонтальных сжимающих усилий при развитии разрывных нарушений и зон смятия—скальвания пород. Золоторудные тела формировались не менее чем в два этапа. На первом этапе образовывались собственно кварцевые тела, на втором отлагались продуктивные минеральные ассоциации. Основным локализатором золота являлись кварцевые тела. Частично золото отлагалось в гидротермально измененных породах. Распределение золоторудной минерализации в рудоносных зонах обуславливалось особенностями их строения, а также физико-механическими свойствами пород.

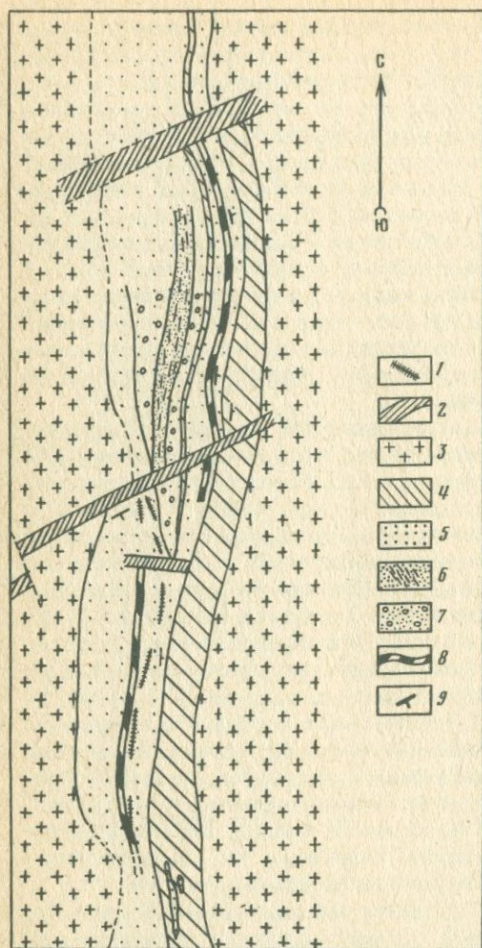
Золото в деформированных кварцевых телах выделялось путем выполнения микротрещин и межзерновых пространств кварца, амфибола, биотита, сульфидов. Механизм формирования кварцевых тел представляется сложным, с сочетанием процессов замещения и выполнения пустот.

Структурное и минералогическое сходство месторождений Хатти и Колар свидетельствует о том, что данный тип месторождений характерен для поясов зеленокаменных кристаллических сланцев коларского типа.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Медные месторождения в кратоне представлены тремя контрастно различающимися структурно-морфологическими типами рудных тел: пластовыми телами с вкрапленно-гнездовым оруденением, жильными телами и прожилковыми зонами.

Пластовые рудные тела представлены на месторождении Кальяди. Здесь рассеянная халькопиритовая минерализация приурочена к пластам кварцитов, заключенным среди метавулканических пород. Мощность рудоносного пласта достигает 50 м при протяженности рудоносного участка около 500 м. Залегание вмещающих пород на участке в целом моноклинальное, с крутым падением пластов. Рудоносные кварциты подвергнуты рассланцеванию. Интенсивность развития в них вкрапленной медной минерализации коррелируется со степенью рассланцевания. Относительно более минерализованными являются приконтактовые зоны пласта кварцитов. В пределах последнего, а также среди соседних кварц-хлорит-актинолитовых сланцев встречаются секущие кварц-карбонатные жилы, обогащенные халькопиритом.



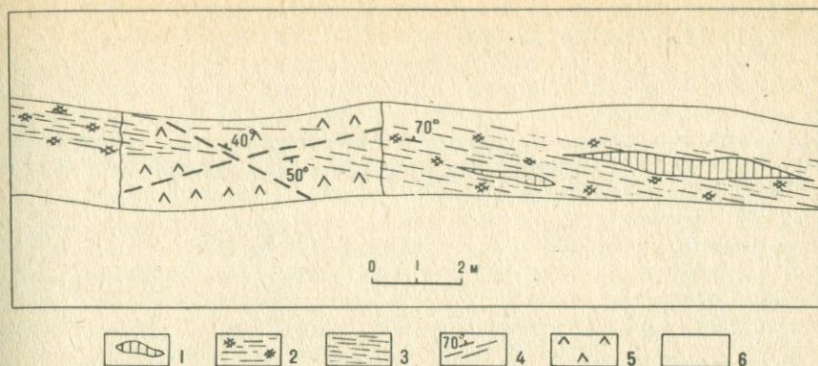
Р и с. 6. Схематическая геологическая карта месторождения Ингольда ([15] с дополнениями авторов)

1 — рудные жилы; 2 — дайки диабазов; 3 — базальтовые сланцы; 4 — пиритовые сланцы; 5 — зеленые сланцы; 6 — хлоритовые сланцы; 7 — метаморфизованные сланцы; 8 — направления падения

том. Примечательно, что рудное тело к северу от западу под углом около 50° . Пластовое залегание руденения наряду с четко выраженным проявлением литогического контроля оруденения привело индийских исследователей месторождения к представлениям о сингенетической природе рассеянной халькопиритовой (с пиритом и магнетитом) минерализации и ремобилизации рудных компонентов при последующих тектонических и гидротермальных процессах с образованием богатых жильных тел. Однако ряд фактов указывает на наложенный характер оруденения в целом. Помимо отмеченных выше зависимостей интенсивности минерализации и рассланцевания кварцитов, следует отметить нахождение рудных минералов в ассоциации с калиевым полевым шпатом как в пластовом теле, так и в жилах.

Пласт кварцитов несет оруденение лишь на определенном участке, а не на всем протяжении. Вкрапленность халькопирита наблюдается в секущем дайкообразном теле крупнокристаллических амфиболитов (апопироксенитов), на контакте с которым в кварцитах развиты скопления полевого шпата.

Месторождение Ингольда отличается от Кальяди не только жильным типом рудных тел, но и развитием в их составе галенита, сфалерита [14]. Площадь этого месторождения сложена метавулканическими породами, среди которых выделяются пласты зеленокаменных сланцев, пиритовых и кремнистых сланцев и массивных metabазальтов (рис. 6). Оруденение развито в основном среди первых, определяемых некоторыми исследователями как туфы. Кварц-сульфидные жилы мощностью от первых сантиметров до 1,5 м контролируются выдержанной (более 1 км) крутопадающей зоной скалывания, субогласной с залеганием пластов. Основное жильное тело прослежено на глубину около 150 м. Оно сопровождается прожилками и мелкими жилами. При пересечении зоной скалывания пиритовых сланцев



Р и с. 7. Взаимоотношения дайки долеритов и рудоносных зон скалывания на месторождении Ингольда (схематическая зарисовка кровли штрека II горизонта)

1 — линзы кварца с халькопиритом; 2 — прожилково-вкрапленная минерализация; 3 — трещины расщепления; 4 — выдержанные трещины; 5 — долериты; 6 — зелено-каменные сланцы

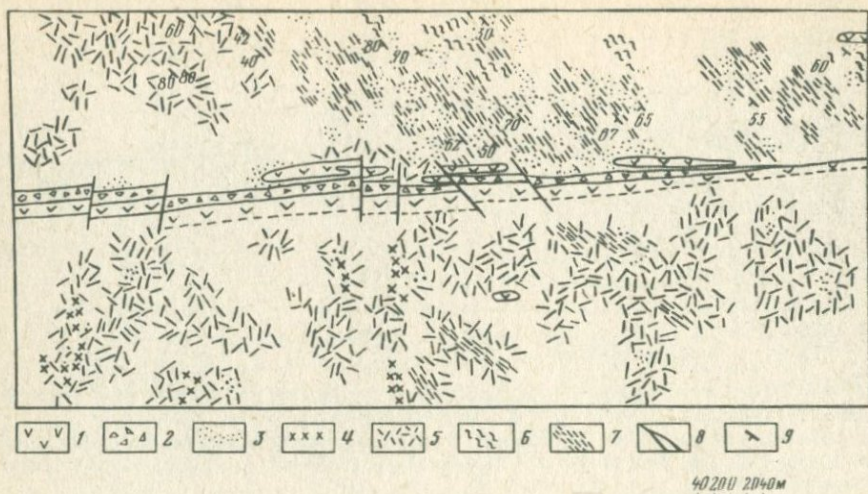
наблюдаются обогащенные халькопиритом жильные и гнездовые выделения.

На плоскостях рудоконтролирующих трещин в ряде случаев отчетливо выражены борозды скольжения, характерные для сдвиговых и взбросовых перемещений. Морфологические особенности основного тела — наличие в нем пережимов и раздувов по простиранию при выдержанности по падению — позволяют связывать формирование рудных тел со сдвиговыми перемещениями по зоне скалывания. Вместе с тем проведенные исследования позволяют выделять здесь две стадии минералообразования: кварц-пирит-халькопиритовую и галенит-сфалерит-халькопиритовую. В основном рудном теле продукты этих стадий часто совмещены. Возможно, что галенит-сфалерит-халькопиритовая минерализация развивалась в иных тектонических условиях.

Указанная поздняя стадия минерализации относительно более интенсивно проявилась на северном участке Ингольдинского поля — на месторождении Кунхиганхал. Здесь вскрыто пологопадающее (40°) жильное тело, мощность которого изменяется от 5 см почти до 5 м. Тело с перерывами прослежено примерно на 600 м по простиранию, вдоль сланцеватости вмещающих метабазальтов. По падению жила пересекает крутопадающую сланцеватость. Основная жила сопровождается, как и на месторождении Ингольда, мелкими жилами и вкрапленностью халькопирита. Характерно, что указанные маломощные жилы развиты главным образом висячем боку основного тела, выполняя трещины оперения главной рудоконтролирующей зоны. Расположение этих трещин, как и значительная мощность основной рудной жилы при относительно пологом залегании тектонической зоны, свидетельствует о проявлении рудной минерализации при взбросовых перемещениях по этой зоне.

В целом особенности залегания рудных тел в Ингольдинском рудном поле свидетельствуют о несомненном постметаморфическом возрасте проявления оруденения. Это однозначно устанавливается также при изучении соотношений медной минерализации с дайками.

На месторождении Ингольда (рис. 7) дайки диабазов и габбро-диабазов приурочены к крутопадающим диагональным разрывам. Мощность даек



Р и с. 8. Схематическая геологическая карта месторождения Тинтини

1 — диабазовые дайки; 2 — катаклазиты; 3 — пегматиты; 4 — аплиты; 5 — розовые граниты; 6 — гранито-гнейсы; 7 — мигматиты; 8 — разрывы; 9 — направление падения

изменяется от 0,5—3 м до первых десятков метров. В подземных выработках в ряде участков вскрыты места сочленения даек и рудных зон. Соотношения их весьма своеобразны. Дайки пересекают сланцеватые метавулканы и сохраняют свою целостность в пределах рудоконтролирующей зоны скалывания (рис. 7). Вместе с тем относительно маломощные дайки подвергнуты рассланцеванию на всю мощность и несут следы гидротермального изменения. Крупные дайки затронуты рассланцеванием лишь в эндоконтактовых зонах. Можно видеть, как трещины рассланцевания в дайке с удалением от контакта рассеиваются и затем дайка выглядит массивной, практически не нарушенной. Рудная минерализация проникает в такую дайку только непосредственно у контакта, признаки ее исчезают раньше выклинивания трещин скалывания. Эти наблюдения наряду с выводом о дорудном (или внутриминерализационном) возрасте даек представляют интересную информацию о тектоническом развитии рудоконтролирующих зон скалывания.

Заложенные в дорудное время эти зоны в рудный период проявлялись пассивно. В их пределах, за исключением граничных швов, тектонические перемещения были незначительными и разрастание зон с проникновением в дайки происходило за счет концентрации тектонических напряжений на границе сред с резко различными физико-механическими свойствами в краевых частях нарушенной зоны.

Месторождение Тинтини выделяется среди других медных месторождений кратона Карнатака приуроченностью к зоне разлома субширотного простирания. Разлом представлен мощной (до 30 м) зоной катаклазитов (брекчий?), развивавшихся по гранитам и гранито-гнейсам, и дайками диабазов (рис. 8). Здесь же наблюдаются пегматитовые тела, сложенные преимущественно кварцем и микроклином [13]. Своеобразны по своему строению зоны катаклазитов. В них обломки гранитов, пегматитов, микроклин-кварцевых агрегатов цементируются темно-зеленой массой. Форма

обломков в основном угловатая. В цементе определены хлорит, эйдот. Эти же минералы развиваются по диабазам. В связи с этим правомерно предположение, что в данном случае представлена тектоническая брекчия, цементируемая дайковым материалом. Нельзя исключать и возможность эруптивного механизма образования этих брекчий. Примечательно, что по данным бурения с глубиной устанавливается перемежаемость катаклазитов с диабазами. Вопрос о происхождении катаклазитов требует дополнительного изучения. Следует отметить, что крутопадающая к северу зона катаклазитов висячем боку ограничивается хорошо выраженным тектоническим швом. Согласно с последним залегает основная масса маломощных жил и прожилков, выполненных кварцем, халькопиритом, пиритом, борнитом с хлоритом, цоизитом, микроклином. Развитие наряду с субширотными диагональных и поперечных прожилков в целом определяет штокверковое строение рудной зоны, прослеженной почти на 1 км.

Строение штокверка усложняется послерудными гематитсодержащими кварц-карбонатными жилами. В целом рудная минерализация относительно более интенсивно развивается по катаклазитам, чем по дайкам. Но и среди последних наблюдаются представительные рудные жилы и прожилки. Закономерности ориентировки жил и прожилков, зависимости их мощностей от изменения элементов залегания в общем указывают на проявление сбросо-сдвиговых перемещений по рудоконтролирующей тектонической зоне.

В целом анализ геологической позиции и структурных особенностей золоторудных и медных месторождений кратона Карнатака позволяет сделать однозначный вывод об образовании месторождений рассмотренных типов в процессе гидротермальной деятельности, проявлявшейся при тектономагматической активизации кратона. Дополнительные обоснования эпигенетичности оруденения требуются только для месторождения Кальяди. Двое из авторов данной статьи (Б. Кришна Рао, В. Васудев) придерживаются мнения о сингенетичности рассеянной медной минерализации на этом месторождении. Безусловно, заслуживают дальнейших исследований проявления конгломератов с признаками золотой и урановой минерализации, природа которой не изучена.

Гидротермальное оруденение связано по-видимому, с проявлением нескольких этапов рудной минерализации. Золоторудные месторождения (Колар, Хатти) относятся к ранним глубинным образованиям, окончательно сформированным в один из ранних этапов протерозойского минералообразования. Возможно, с тем же этапом связано образование месторождения Ингольда, по типу структуры и минеральным ассоциациям относящегося к среднеглубинным месторождениям. Месторождение Тинтини формировалось в течение позднего этапа минерализации в условиях средних-малых глубин.

Оруденение во всех рассмотренных месторождениях формировалось под воздействием структурных (тектонических) и литологических факторов, относительная роль которых для различных месторождений неодинакова.

На золоторудных месторождениях золоторудная минерализация в основном развивается в ранних кварцевых телах, на медных — в породах, относительно в большей мере подвергающихся хрупкому разрушению (кварциты) и замещению (туфы, пиритовые сланцы). На медных месторождениях более четко выражен контроль оруденения разрывными нарушениями.

Проведенные исследования наряду с имеющимися указаниями на проявление в пределах кратона Карнатака золоторудной и медной минерализации различных типов указывают на вероятность обнаружения здесь месторождений золота и меди иных структурных типов, в том числе резко отличающихся от известных в настоящее время.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Нарайянасвами С., Зиауддин М., Рамачандра А.* Структурный контроль и локализация золотоносных залежей в рудном поле Колар, Индия: Пер. с англ. — В кн.: Проблемы эндогенных месторождений. М.: Мир, 1964, вып. 2, с. 438—488.
2. *Сафонов Ю.Г., Кришна Рао Б., Васудев В.Н., Кришнан Раджу К.* Геолого-структурные особенности золоторудных месторождений кратона Карнатака. — В кн.: Рудосные структуры докембрия. М.: Наука, 1983, с. 117—136.
3. *Narayanawami S.* The gold fields of South India. — In: Gold mining industry in India. Bangalore, 1963, p. 39—48.
4. *Krishna M.* Geology of Ramagiri gold field, Anantapur district, Andhra Pradesh. — In: Gold mining industry in India. Bangalore, 1963, p. 97—106.
5. *Narayanawami S., Ziauddin M., Ramachandra A.B.* Structural control and localization of gold bearing lodes Kolar gold field, India. — Econ. Geol., 1960, N 7, p. 1429—1459.
6. *Radhakrishna B.P.* Copper mineralization in Karnataka, India. — J. Geol. Soc. India, 1974, N 15, p. 33—34.
7. *Radhakrishna B.P., Vasudev V.N.* The early Precambrian of southern Indian Shield. — J. Geol. Soc. India, 1977, vol. 18, N 10, p. 525—541.
8. *Safonov Yu.G., Radhakrishna B.P., Krishna Rao B.* et al. Mineralogical aspects and geochemical aspects of endogenic gold and copper deposits of South India. — J. Geol. Soc. India, 1980, N 8, p. 365—378.
9. *Srinivasan R., Sreenivas B.L.* Darvar stratigraphy. — J. Geol. Soc. India, 1972, vol. 13, N 1, p. 72—83.
10. *Srinivasan R., Sreenivas B.L.* Some new geological features from the Landsat imagery of Karnataka. — J. Geol. Soc. India, 1977, vol. 18, N 11, p. 589—597.
11. *Swami Nath J., Ramakrishnan M., Viswanatha M.N.* Darwar stratigraphic model and Karnataka craton evolution. — Rec. Geol. Surv. India, 1976, vol. 107, pt 2, p. 149—175.
12. *Vasudev V.N., Naganna C.* Mineragraphy of gold-quartz-sulphide reefs of Hutti gold mines, Raichur district, Mysore State. — J. Geol. Soc. India, 1973, vol. 14, N 4, p. 378—383.
13. *Venkatasubramanian V.S., Radhakrishna B.P.* Model lead ages of some galenas from Karnataka. — J. Geol. Soc. India, 1975, vol. 16, N 4, p. 491—493.
14. *Viswanathiah M.N., Krishna Rao B.* Copper mineralization associated with diabase at Thinthini, Karnataka state India. — In: Fourth IAGOD Symposium, Varna, 1974, vol. 1, p. 314—320.
15. *Viswanathiah M.N., Shivaramiah K.S., Satish P.N.* Morphology and mineralogy of copper ores of Ingaldhal, Chitradurga district, Mysore State. — Indian Miner., 1969, vol. 10, p. 268—281.
16. *Ziauddin M., Narayanawami S.* Gold resours of India. — Bull. Geol. Surv. India. Ser. A, 1974, N 38, p. 49—69.

УДК 549+553.411 (540)

*А.Д. Генкин, Ю.Г. Сафонов, В.А. Боронихин, В.Б. Наумов,
В.Н. Васудев, Б. Кришна Рао, И.В. Чернышев, Л.П. Носик*

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ ЗЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ КОЛАР, ИНДИЯ

Золоторудное месторождение Колар является уникальным месторождением жильного типа, расположенным в древнейших докембрийских слоях земной коры. Оно упоминается во многих обобщающих работах по рудным месторождениям как представитель глубинных золоторудных месторождений. Основные черты геологического строения и структуры рудного поля освещены в большой статье С. Нарайянасвами и соавторов [11] и других работах. Менее детально изучены минеральный состав и геохимические особенности руд месторождения. Именно в этом направлении были проведены совместные исследования советских и индийских ученых. Первые результаты этих исследований были сообщены в 1978 г. на III индо-советском симпозиуме по наукам о Земле в г. Бангалор (Индия) [8, 13]. Настоящая статья подводит итоги дальнейших исследований в этом направлении.

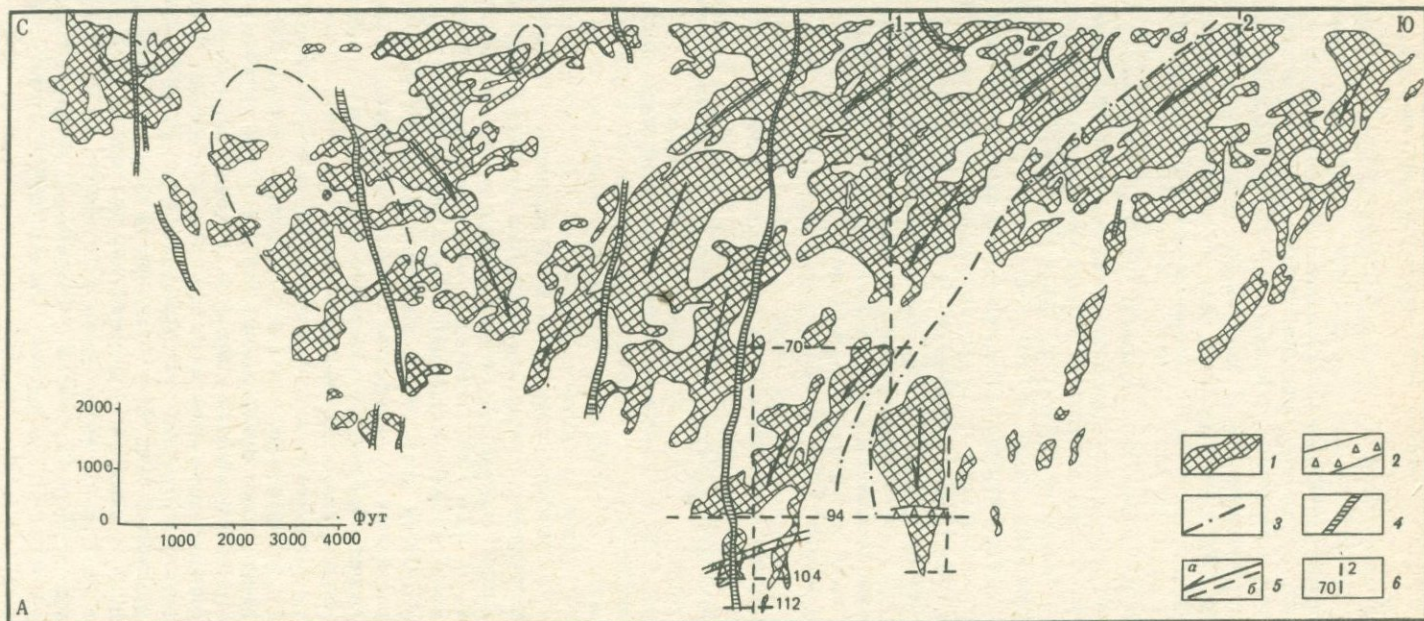
НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ РУД

На месторождении известно свыше 25 золотоносных кварцевых жил-залежей. Рудные залежи двух типов: золотокварцевые (Чемпион-риф) и золото-сульфидно-кварцевые (Ориенталь, Мак-Тэгарт). В золотокварцевых залежах, сложенных тонкозернистым полосчатым кварцем или грубозернистым массивным кварцем, количество сульфидных рудных минералов не превышает 1%. В залежах второго типа сульфиды составляют от 10 до 20% жильной массы. Они образуют тонкие жилки, линзы и полосы в кварце. Изучались образцы из залежей Чемпион-риф и Ориенталь (рис. 1).

В проведенных нами исследованиях наиболее детально с помощью оптических методов и электронного зонда были изучены рудные минералы. Помимо упоминавшихся в литературе арсенопирита, пирротина, халькопирита, галенита, сфалерита, шеелита, магнетита [11], установлено свыше двадцати ранее не известных на месторождении минеральных видов, представленных самородными металлами, теллуридами, сульфосолями, сульфидами и хлорсодержащими минералами (табл. 1). Химический состав этих минералов по данным определения на электронном зонде приведен в табл. 2—4. Минералы кадмия, сурьмы, висмута, никеля в рудах месторождения установлены впервые. Повышенные содержания этих элементов ранее были обнаружены спектральным анализом в галените из залежи Чемпион-риф, но форма их нахождения не была установлена [13]. Также впервые выявлен на месторождении электрум.

Необычная ассоциация кадмиевых минералов развита в залежи Чемпион-риф. Она включает сфалерит с наиболее высоким в природе содержанием кадмия, превышающим 12% (ранее был известен сфалерит с не более 7,8% кадмия — [3]), тетраэдрит с 6,2% кадмия и сульфид кадмия — хоулиит (табл. 2). Весьма редким является кадмиевый тетраэдрит, свидетельствующий о наличии еще одного изоморфного ряда в группе блеклых руд. Кадмиевые тетраэдриты были до этого известны лишь в рудном районе Тындрум в Шотландии [12] и на Южном острове Новой Земли [6]. Второй находкой в мире является и гипогенный хоулиит, ранее обнаруженный лишь в норильских рудах [2]. Особенностью нахождения кадмийсодержащих и кадмиевых минералов является их приуроченность к агрегатам галенита с многочисленными включениями алтаита различной формы и размеров. Хоулиит образует тонкую (не более 20 мкм) кайму около зерен алтаита (рис. 2). Мельчайшими зернами, расположенными по периферии алтаита, представлен и кадмиевый тетраэдрит. Кадмийсодержащий сфалерит встречается в сростании с пирротинном, образующим включения в галените.

Чаще других встречаются в рудах минералы сурьмы, представленные гудмундитом, ульманнитом, брейтгауптитом, сульфоантимонитом свинца и тетраэдритом, проявленным как в виде кадмиевой, так и бескадмиевой, но содержащей серебро и цинк разновидности (см. табл. 2). Гудмундит и брейтгауптит приурочены в залежи Ориенталь к прожилкам в кварце, сложенным агрегатами сфалерита, галенита, пирротина и арсенопирита (рис. 3). Гудмундит в виде идиоморфных зерен размером около 0,1 мм обычно располагается среди крупных зерен сфалерита и арсенопирита. Округлые зернышки (10 мкм) брейтгауптита находятся среди галенита в сростании с пирротинном, алтаитом и хедлиитом. Ульманнит был обнаружен в залежи Чемпион-риф в алтаит-галенитовых агрегатах в виде хорошо образованных кристалликов среди алтаита



Р и с. 1. Продольная проекция рудной зоны Чемпион-риф

1 — контуры рудных столбов; 2 — пегматиты; 3 — зоны разломов; 4 — дайки долеритов; 5 — направление склонения рудных столбов (а) и проекция основных рудных тел залежи Ориенталь (б); 6 — посещенные выработки: 1 — шахта Гиффорд, 2 — шахта Крокерс, 70, 94, 104 — горизонты выработок

Таблица 1

Рудные минералы, впервые установленные в золотоносных залежах Колара

Минерал	Формула	Название залежи, глубина, м
Cd-сфалерит	(Zn, Cd, Fe)S	Чемпион-риф, 1500
Тетраэдрит	(Cu, Ag) ₁₀ (Cu, Zn) ₂ Sb ₄ S ₁₃	То же
Cd-тетраэдрит	Cu ₁₀ (Cu, Cd) ₂ Sb ₄ S ₁₃	"
Хоулиит	CdS	"
Кубанит	CuFe ₂ S ₃	"
Макинавит	FeS	"
Сульфоантимонит свинца	Pb _{9,9} Sb _{7,9} S _{19,6}	"
Гудмундит	FeSbS	Ориенталь, 1100
Ульманнит	NiSbS	Ориенталь, 1100; Чемпион-риф, 1500
Брейтгауптит	NiSb	Ориенталь, 1100
Алтаит*	PbTe	Ориенталь, 1100; Чемпион-риф, 1500
Хедлеит	Bi ₇ Te ₈ +x	Ориенталь, 1100
Цумоит	Bi ₅ Te ₇	Чемпион-риф, 3100
Волинскит	AgBiTe ₂	Ориенталь, 1100
Гессит*	Ag ₂ Te	Ориенталь, 1100; Чемпион-риф, 1500
Электрум	Au, Ag	Ориенталь, 1100; Чемпион-риф, 1500
Висмут	Bi	Ориенталь, 1100
Котуннит	PbCl ₂ Pb ₃ Te ₉ Cl ₄ S ₂ PbTeCl ₂	Чемпион-риф, 1500 То же "

*Упомянуты без приведения точных данных в статье И.С. Рожкова [5].

Примечание. Глубина взятия образца "Чемпион-риф, 1500" определена ориентировочно.

(рис. 4) и неправильной формы зерен в пирротине, с которым он иногда образует графические сростания. Мельчайшие зернышки сульфоантимонита свинца, анализ которого (см. табл. 2) лучше всего рассчитывается на формулу семсеита, встречаются в сростании с алтаитом.

Среди теллуридов, помимо наиболее распространенных алтаита и гессита (см. рис. 4), установленных в обоих залежах, присутствуют теллуриды висмута — хедлиит и цумоит и теллурид серебра и висмута — волинскит. Хедлиит в сульфидных агрегатах залежи Ориенталь образует многочисленные пластинчатые кристаллики в галените местами в сростании с гесситом. Выделения цумоита среди галенита были обнаружены на глубоких (3100 м) горизонтах залежи Чемпион-риф. Волинскит в этой залежи постоянно встречается в алтаитовых включениях в галените. Нередко он находится в сростании с гесситом. Из самородных металлов развиты висмут и электрум, содержащий до 40% серебра. Самородный висмут в залежи Ориенталь установлен в виде мельчайших выделений неправильной формы среди алтаита. Возможно, оба минерала возникли при разложении какого-то теллурида свинца и висмута.

Особый интерес представляет обнаружение в золотоокварцевой залежи Чемпион-риф на глубине 1500 м в халькопирит-пирротин-галенитовых агрегатах рудных минералов с высоким содержанием хлора. Определенные их состава на электронном зонде показало, что один из них является

Таблица 2

Химический состав рудных минералов Колара

Минерал	Рудная залежь	Cu	Ag	Cd	Zn	Pb	As
Сд-сфалерит	Чемпион-риф	Не обн.	Не обн.	12,08	49,65	Не обн.	Не обн.
То же	"	"	"	10,66	50,72	"	"
Тетраэдрит	Чемпион-риф	34,00	4,72	Не обн.	1,32	"	"
Сд-тетраэдрит	"	31,99	Не обн.	6,21	Не обн.	"	"
Хоулит	"	Не обн.	"	75,99	"	"	"
Кубанит	"	23,17	"	Не обн.	"	"	"
Сульфоантимонит свинца	"	Не обн.	"	"	"	53,63	"
Гудмундит	Ориentalь	"	"	"	"	Не обн.	"
Ульманнит	Чемпион-риф	"	"	"	"	"	"
Брейтгауптит	Ориentalь	"	"	"	"	"	"
Алтаит	Ориentalь	"	"	"	"	61,50	"
"	Чемпион-риф	"	"	"	"	61,63	"
Хедлиит	Ориentalь	"	"	"	"	1,53	1,16
Цумоит	Чемпион-риф	"	"	"	"	1,84	0,98
"	"	"	"	"	"	Не обн.	Не обн.
Волынский	"	"	16,50	"	"	"	"
Гессит	"	"	60,23	"	"	"	"
"	Ориentalь	"	62,17	"	"	"	"
Висмут самородный	"	"	Не обн.	"	"	0,19	"

Таблица 3

Химический состав хлорсодержащих минералов

Минерал	Pb	Te	Cl	S	Сумма.
Котуннит	71,96	Не обн.	25,32	Не обн.	99,28
$PbTeCl_2$	50,05	32,87	16,68	Не обн.	99,60
$Pb_3Te_9Cl_4S_2$	31,39	58,23	7,18	3,09	99,89

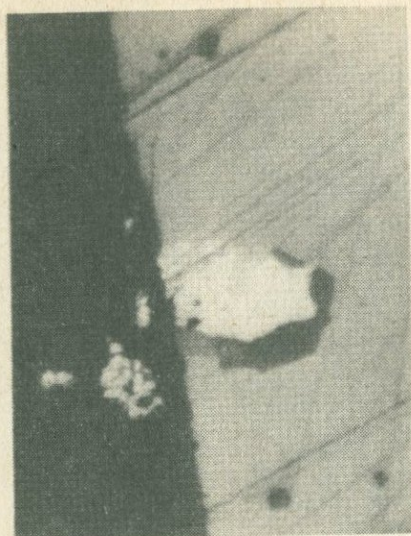
Таблица 4

Химический состав самородного золота и электрум

Минерал	Рудная залежь	Au	Ag	Сумма
Золото	Чемпион-риф	81,32	19,44	100,76
Электрум	Ориentalь	77,96	23,91	101,87
"	"	64,6	33,9	98,50
"	"	50,48	38,91	99,39

	Sb	Bi	Fe	Mn	Ni	Te	S	Сумма
Не обн.	Не обн.	Не обн.	6,85	0,35	Не обн.	Не обн.	32,48	101,41
"	"	"	6,33	0,18	"	"	32,00	99,88
31,11	"	"	5,53	Не обн.	"	"	24,22	100,90
28,45	"	"	3,42	"	"	"	24,57	94,64
Не обн.	"	"	0,14	"	"	"	22,22	98,35
"	"	"	40,66	"	"	"	35,17	99,00
27,62	"	"	Не обн.	"	"	"	18,12	99,37
58,80	"	"	29,69	"	"	0,13	14,93	100,55
59,89	"	"	Не обн.	"	26,35	Не обн.	13,98	100,22
67,8	"	"	"	"	31,0	"	Не обн.	98,80
Не обн.	"	"	"	"	Не обн.	38,39	"	99,89
"	"	"	"	"	"	38,31	"	100,06
0,82	71,19	"	"	"	"	24,93	"	99,63
0,22	59,18	"	"	"	"	36,64	"	98,86
0,54	51,04	"	"	"	"	45,42	"	98,57
Не обн.	35,94	"	"	"	"	49,35	"	101,79
"	Не обн.	"	"	"	"	38,36	"	98,59
"	"	"	"	"	"	39,13	"	101,30
"	98,52	"	"	"	"	Не обн.	"	98,71

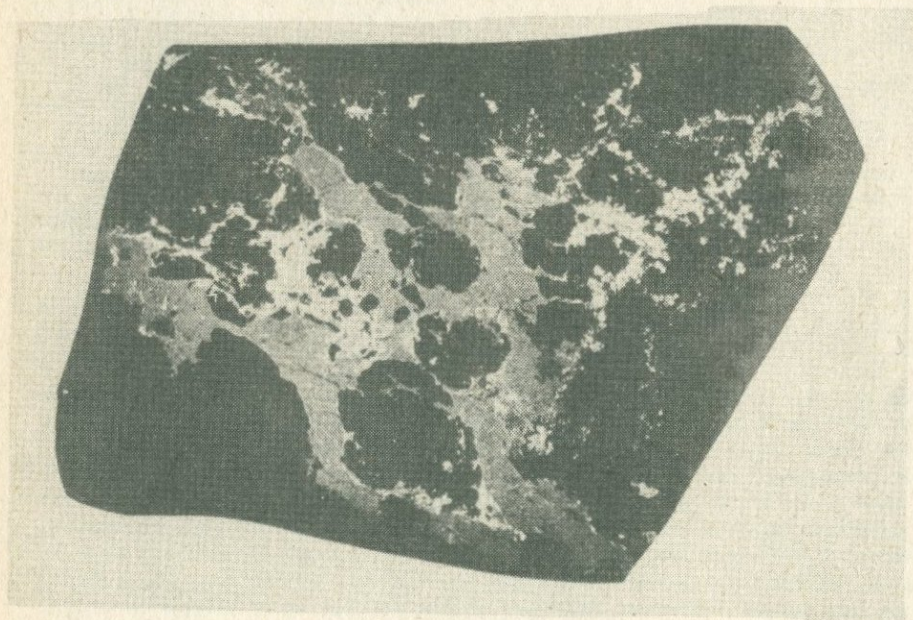
ся хлоридом свинца — котуннитом, а два других — новыми минералами с предварительными формулами $Pb_3Te_9Cl_4S_2$ и $PbTeCl_2$ (см. табл. 3). Новые минералы приурочены к алтаиту, образующему многочисленные линзовидные, овальные и неправильной формы выделения в галените (см. рис. 3). В парагенетической ассоциации с алтаитом встречаются упомянутые выше кадмийсодержащие минералы, ульманнит, волынский, гессит и электрум. Минералы хлора относятся к более поздней ассоциации. Они развиваются путем замещения алтаита по трещинкам и по периферии его зерен. Котуннит образует тонкие каймы, нарастающие на алтаит и соседний галенит. Распределение элементов, слагающих новые минералы, особенно хлора, наглядно видно на изображениях сканирования (рис. 5). Следует отметить отсутствие каких-либо вторичных изменений в главных рудообразующих сульфидах — галените, пирротине и халькопирите. Этот факт и значительная глубина образования минералов хлора свидетельствуют об их гипогенном формировании. Для весьма редко встречающегося в природе котуннита гипогенное происхождение было известно только для котуннита в возгонах вулканов, в частности в продуктах вулканической деятельности Везувия.



Р и с. 2



Р и с. 4

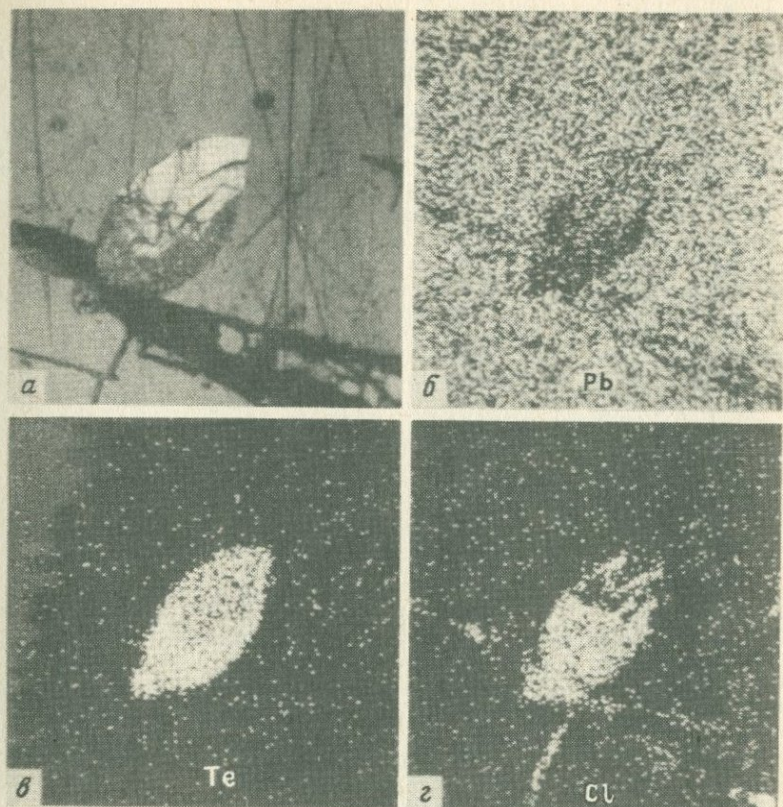


Р и с. 3

Р и с. 2 Нарастание хоулиита (темно-серый цвет) в виде каймы на включение алтаита (белый) в галените (светло-серый). Черный цвет (справа) — сополимер, в который запрессованы зерна галенита. Ув. 800

Р и с. 3 Прожилки и скопления агрегатов сульфидов среди кварцевой массы. Залежь Ориенталь. Полированный штуф, в натуральную величину

Р и с. 4 Кристаллик ульманнита (светло-серый цвет) и срastaющийся с ним гессит (серый), располагающиеся по периферии овального зерна алтаита (белый) в галените (светло-серый). По трещинке в алтаите прожилков хлорсодержащих минералов (серый). Ув. 640



Р и с. 5. Минералы $PbTeCl_2$ и $Pb_3Te_9Cl_4S_2$, замещающие зерно алтаита в галените (а) и изображения сканирования этого зерна в характеристическом рентгеновском излучении: б — PbL_{α_1} ; в — TeL_{α_1} ; г — ClK_{α_1} .

Наряду с исследованиями описанных выше минералов изучены встречающиеся в ассоциации с ними выделения золота. В рудах месторождения оно, как правило, наблюдается в виде мелких зерен, иногда прожилковидных обособлений совместно с арсенопиритом, пирротинном, халькопиритом, галенитом, теллуридами или самостоятельно. Наблюдались микроскопические частицы золота в арсенопирите, пирротине. Вместе с тем отмечаются случаи нарастания золота на зерна этих минералов, а также микропрожилки золота, пересекающие последние. Изучение состава выделений золота, находящихся в ассоциации с арсенопиритом, пирротинном, из залежи Чемпион-рифф показало высокую чистоту его состава: Au — 93,5–94,3%; Ag — 6–5,4%; Cu — 0,12–0,18% (по двум образцам соответственно, аналитик И.П. Лапутина). Высокопробное золото (~ 990) обнаружено также в ассоциации с галенитом и теллуридами как в залежи Чемпион-рифф, так и Ориенталь. Вместе с тем в этой же ассоциации выявлены выделения электрума или даже кюстелита (см. табл. 4). Электрум наблюдается в микроскопических зернах в сростании с теллуридами, а также и обособленно среди галенита и по периферии его выделений.

Таблица 5

Химический состав главных рудообразующих сульфидов

Минерал	Рудная залежь	Zn	Fe	Cd	Mn	Pb
Сфалерит	Ориentalь	58,02	7,01	0,49	Не обн.	Не обн.
"	Чемпион-риф	63,77	4,06	0,42	0,04	"
"	"	49,65	6,85	12,08	0,35	"
"	"	50,72	6,33	10,66	0,18	"
Галенит	Ориentalь	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	85,33
"	Чемпион-риф	"	"	"	"	86,4
"	"	"	"	"	"	85,96
"	"	"	"	"	"	86,38
Пирротин	Ориentalь	"	61,97	"	"	Не обн.
"	Чемпион-риф	"	58,73	"	"	"
"	"	"	58,14	"	"	"
"	"	"	61,27	"	"	"
Арсенопирит	Ориentalь	"	34,56	"	"	"

	As	Ni	Co	Te	Se	S	Сумма
Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	34,54	100,05
"	"	"	"	"	"	32,23	100,51
"	"	"	"	"	"	32,48	101,41
"	"	"	"	"	"	32,00	99,88
"	"	"	"	0,11	"	13,03	98,47
"	"	"	"	0,13	0,37	12,58	99,48
"	"	"	"	0,09	Не обн.	12,64	98,71
"	"	"	"	Не обн.	0,31	13,81	100,50
"	"	"	"	"	Не обн.	39,25	101,22
"	0,21	0,06	"	"	"	39,56	98,55
"	0,47	Не обн.	"	"	"	39,97	98,58
"	0,09	0,04	"	"	"	39,39	100,79
46,00	0,02	Не обн.	"	"	"	19,61	100,79

Таблица 6

Химический состав полевых шпатов из кварц-полевошпатового тела (Западный риф, горизонт 94)

Индекс образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
А	67,54	18,27	0,33	<0,05	0,07	0,007	0,37
Б	67,98	18,08	<0,05	<0,05	<0,01	0,004	0,11

Аналитик Г.А. Арапова (ИГЕМ).

	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Li ₂ O	Rb ₂ O	Cs ₂ O	Сумма
	4,93	7,90	0,22	0,0003	0,095	0,0026	99,72
	3,01	9,79	0,24	0,0059	0,308	0,0229	99,59

Характерные особенности состава главных рудообразующих минералов: сфалерита, галенита, пирротина, арсенопирита — приведены в табл. 5.

Состав жильных минералов в рудах месторождения Колар изучен еще в меньшей степени, чем рудных. Помимо обычных указаний на своеобразную окраску золотиносного кварца — голубовато-серую, серую, а также упоминаний о присутствии в околожильных породах зонально размещающихся диоксида, волокнистого амфибола (куммингтонита?) с эпидотом и коричневой слюды (биотита), других сведений о жильных минералах практически не приводится. С. Нарайянасами с соавторами и И.С. Рожков отмечают присутствие тех же минералов в жилах [5, 11]. Кроме того, упоминаются турмалин, гранат, кальцит, серицит, волластонит, дюмортьерит, хлорит [14].

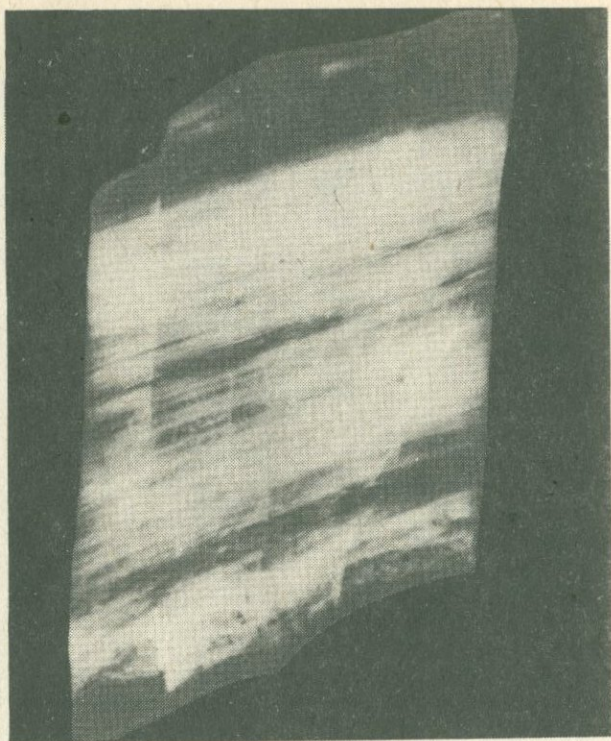
В ходе проведенных исследований нами изучались кварц, гранат, а также полевой шпат, широко распространенный на нижних горизонтах месторождения.

Кварц, основной жильный минерал рудных тел, как показано И.С. Рожковым, характеризуется своеобразной структурой, обусловленной процессами деформации и перекристаллизации. Обычно наблюдается мелкозернистый кварц с четко выраженной линейной ориентировкой зерен.

Такая ориентировка наряду с мозаичным, волнистым, блоковым угасанием зерен кварца характерна как для кварца залежи Новый риф, обрабатываемой на глубине 100—200 м, так и для кварца из залежи Ориentalь, где работы ведутся на глубинах около 1 км. Наиболее отчетливо ориентированные структуры кварца и полосчатые текстуры его агрегатов (рис. 6) выражены в залежи Чемпион-риф на глубинах до 3 км. В выработках нижних горизонтов в основном наблюдается светлый кварц, в том числе крупнозернистый относительно слабодеформированный, удивляющий своей прозрачностью. Белый крупнозернистый кварц здесь часто находится в ассоциации с полевым шпатом.

Мономинеральные пробы рудоносного кварца залежи Чемпион-риф из различных ее участков характеризуются в целом постоянным набором элементов-примесей. По данным спектрального анализа (лаборатория ИГЕМ АН СССР), в кварце присутствуют мышьяк, марганец, свинец, ниобий, медь, бор — в сотых и тысячных долях процента. В некоторых пробах отмечается галлий и серебро ($n \cdot 10^{-4}\%$). Примечательно наличие титана и хрома в тысячных—сотых долях процента.

Полевые шпаты в ассоциации с рудоносным кварцем наблюдались в выработках Чемпион-рифа и Восточного рифа на горизонте 94. Мик-



Р и с. 6. Тонкополосчатая текстура кварцевых агрегатов. Залежь Чемпион-риф. Полированный штаф, $3/2$ натуральной величины

роскопически присутствие полевого шпата в рудах установлено и в образцах с верхних горизонтов месторождения (шахта Крокерс, отвалы выработок по залежи Чемпион-риф). Химический состав полевого шпата, его белой (А) и зеленоватой (Б) разновидностей приведен в табл. 6.

Под микроскопом зерна полевого шпата интенсивно сдвойникованы, местами наблюдаются тонкие просечки кварца с мелкозернистым перекристаллизованным полевым шпатом. Интересны элементы-примеси в полевых шпатах. Они представлены бериллием, марганцем, свинцом, галлием, медью в тысячных долях процента. В одном из образцов с четкими прожилковидными выделениями красного граната отмечаются повышенные содержания свинца ($n \cdot 10^{-1} \%$). Здесь также фиксируется серебро и бор ($n \cdot 10^{-4} \%$).

Присутствие бора в рудоносных кварцах и в полевых шпатах связано с широким распространением в кварц-полевошпатовых агрегатах темно-зеленого (до черного) турмалина, образующего, как правило, четко выраженные кристаллы. Местами турмалин находится в ассоциации с гранатом. Мы наблюдали гранат-альмандин не только в залежи Ориенталь среди сульфидно-кварцевых агрегатов, но и в залежи Чемпион-риф. Здесь он представлен мелкими кристаллами и зернами, прожилковидные выделения которых четко пересекают агрегаты кварца и полевого шпата. Состав граната (средний по 5 зернам): SiO_2 — 36,90; CaO — 0,17;

MgO — 1,28; FeO — 30,10; Al₂O₃ — 20,26; TiO₂ — 0,04; MnO — 11,25% (определение на электронном зонде Н.В.Троневой, ИГЕМ АН СССР). Рассмотренные особенности минерального состава руд Колара во многом являются показателями специфики условий формирования этого золоторудного поля.

СТАДИЙНОСТЬ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУД

Изучение возрастных соотношений ассоциаций рудных и жильных минералов, а также их соотношений с дайковыми телами пегматитов и долеритов позволяет считать, что месторождение Колар формировалось в процессе минералообразования, развивавшегося в течение нескольких этапов и стадий. Могут быть выделены два этапа: додайковый и последайковый рудный. В додайковый этап формировались кварцевые тела, лишь часть которых, хотя и значительная, в последующем стала рудоносной. Полосчатые текстуры кварца, наличие в нем реликтов вмещающих амфиболитов, в различной степени замещенных, переходы компактных тел в зоны прожилков свидетельствуют о важной роли метасоматических процессов в образовании кварцевых тел. На это указывают и индикаторные элементы-примеси в кварце — титан и хром, унаследованные от амфиболитов. Деформационные преобразования раннего кварца, его неоднократная перекристаллизация не позволяют оценить относительную роль процессов выполнения в формировании кварцевых тел. Четкие границы последних с амфиболитами, развитие крупных скоплений крупнозернистых агрегатов белого кварца и полевого шпата на нижних горизонтах легче объяснить проявлением процессов выполнения тектонических полостей, хотя вероятность существования последних на больших глубинах невелика.

Ранние кварцевые тела пересекаются дайками долеритов и пегматитов. Дайки занимают различную геологическую позицию и, очевидно, должны быть отнесены к разноэтапным образованиям. Долериты в основном выполняют крутопадающие трещины, поперечные к простираению кварцевых тел, а пегматиты приурочиваются к пологим и крутопадающим трещинам (см. рис. 1).

Пегматиты сложены крупнозернистыми агрегатами кварца, полевого шпата, биотита, турмалина и внешне весьма сходны с агрегатами тех же минералов, наблюдающихся в крутопадающих жильных телах. Несмотря на секущее положение пегматитовых даек относительно кварцевых тел и отсутствие в них промышленных концентраций золота, отмечающееся различными исследователями, отнесение этих тел к послерудным образованиям нельзя признать обоснованным.

Нами в образцах из пегматитовых тел, встречающихся на горизонте 104, наблюдались просечки граната и кварца с мелкими зернами галенита и золота. Это дает основание для заключения о дорудном возрасте пегматитов. Вместе с тем сходство кварц-полевошпатовых жильных тел и пегматитовых даек указывает на связь процессов их образования.

Развитие кварц-полевошпатовых тел и жил белого кварца только на нижних горизонтах не позволяет выяснить их соотношений с ранними кварцевыми телами, представленными упоминавшимся выше своеобразным голубовато-серым и серым кварцем. Можно предполагать, что кварц в этих телах имеет различную природу. В основной массе рудных залежей, вероятно, представлен ранний, возможно метаморфогенный, кварц, в различной степени преобразованный в ходе динамического

МИНЕРАЛЫ	СТАДИИ МИНЕРАЛИЗАЦИИ					
	КВАРЦ-ПОЛЕВОШПАТОВАЯ	ШЕЕЛИТОВАЯ	ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНАЯ АССОЦИАЦИЯ			КВАРЦ-КАРБОНАТНАЯ
			РАННЕ-СУЛЬФИДНАЯ	ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНАЯ	КАРБОНАТНАЯ МИНЕРАЦИЯ	
Кварц	—	—	—	—	—	
Полевой шпат	—	—	—	—	—	
Турмалин	—	—	—	—	—	
Амфибол	—	—	—	—	—	
Серпичит	—	—	—	—	—	
Гранат	—	—	—	—	—	
Шеелит	—	—	—	—	—	
Биотит	—	—	—	—	—	
Арсенопирит	—	—	—	—	—	
Пирит	—	—	—	—	—	
Пирротин	—	—	—	—	—	
Халькопирит	—	—	—	—	—	
Кубанит	—	—	—	—	—	
Макинавит	—	—	—	—	—	
Сфалерит	—	—	—	—	—	
Галенит	—	—	—	—	—	
Гудmundит	—	—	—	—	—	
Ульманнит	—	—	—	—	—	
Брейтгауптит	—	—	—	—	—	
Тетраэдрит	—	—	—	—	—	
Хоудит	—	—	—	—	—	
Золото	—?	—	—	—	—	
Электрум	—	—	—	—	—	
Висмут	—	—	—	—	—	
Алтаит	—	—	—	—	—	
Гессит	—	—	—	—	—	
Хедлиит	—	—	—	—	—	
Цумонт	—	—	—	—	—	
Вольфскит	—	—	—	—	—	
Котуннит	—	—	—	—	—	
Pb, Te, Cl, S ₂	—	—	—	—	—	
Pb, Te, Cl	—	—	—	—	—	
Карбонат	—	—	—	—	—	

Р и с. 7. Стадии минерализации и минеральные ассоциации постпегматитового этапа процесса

метаморфизма в процессе становления пегматитов и последующего наложения рудной минерализации. Кварц-полевошпатовые тела и жилы белого кварца формировались, очевидно, непосредственно после внедрения пегматитов за счет полной переработки тел метаморфогенного кварца и привноса компонентов из глубинных источников. Правомерность таких предположений подкрепляется данными термобарометрических и изотопных исследований, результаты которых изложены ниже.

Закключение о дорудном возрасте даек долеритов, относимых ранними исследователями месторождения к послерудным, основано на наблюдении их соотношений с кварцевыми жилами и изучении

их геохимических особенностей. В приконтактовой зоне одной из даек (горизонт 94) отчетливо наблюдаются микропрожилки кварца. Пироксены здесь замещены амфиболом. Спектральным анализом в дайковом материале установлены повышенные содержания меди, цинка ($n \cdot 10^{-2} \%$), а также, бериллия, скандия, ниобия, галлия и молибдена ($n \cdot 10^{-3} - n \cdot 10^{-4} \%$). Дайки долеритов пересекают пегматитовые тела, но их соотношения с кварц-полевошпатовыми жилами неопределены. В связи с этим формирование кварц-полевошпатовых жил нами связывается с начальной стадией рудного процесса (рис. 7). Значение этой стадии заключается не столько в образовании собственно кварц-полевошпатовых жильных тел, сколько в преобразовании ранних кварцевых агрегатов, отразившемся наиболее отчетливо в развитии околожильных метасоматитов. Основным компонентом в последних является биотит, развитый по всему трехкилометровому интервалу вскрытия месторождения. Характерно, что в околожильных метасоматитах присутствует широкая гамма рудных компонентов: бериллий, скандий, олово, ниобий, галлий, молибден, литий, а также свинец, цинк, медь. Этими элементами маркируется собственно кварц-полевошпатовая и более поздние стадии минерализации.

Выделение шеелитовой стадии основывается на наблюдениях шеелитовых прожилков, пересекающих темно-серый кварц в рудном теле Новый риф. В действующих выработках по залежам Чемпион-риф и Мак-Тэгарт—Ориentalь шеелит нами наблюдался на горизонте 54 (шахта Генри) в виде гнездообразных выделений, вкрапленности и прожилков, а также на горизонте 6 (шахта Крокерс), где в целиках сохранились субпараллельно залегающие кварцевые (висячий бок зоны) и шеелит-квар-

цевые тела, внешне напоминающие рудное тело Новый риф. В последнем достаточно отчетливо выражены соотношения шеелита и сульфидных минералов. Арсенопирит, пирит здесь контролируются мелкими трещинками, пересекающими шеелит-кварцевые агрегаты, а иногда и непосредственно зерна шеелита. В единичных случаях в ассоциации с этими сульфидными телами наблюдались и зерна золота.

Факты наложения рудной минерализации в Коларском поле на ранее сформированные кварцевые тела отмечаются всеми исследователями. С. Нарайянасами с соавторами [11] упоминают также более раннее выделение арсенопирита, пирита по отношению к галениту и золоту. Однако вопрос о выделении разновозрастных ассоциаций рудных минералов практически не рассматривался. Трудности решения такого вопроса на современном уровне отработки месторождения несомненны. Собранные материалы не позволяют выяснить его с должной полнотой, но некоторые принципиально важные черты последовательности развития процесса минерализации могут быть рассмотрены.

Сульфидная и золоторудная минерализация развиты в рудном поле неравномерно. Среди многочисленных западных рифов, выделенных Т. Прайером и С. Нарайянасами, преобладают сульфидно-кварцевые незолотоносные. К их числу относятся пирит-кварцевые, арсенопирит-кварцевые, выделяемые по преобладающим сульфидам, наряду с которыми обычно присутствуют пирротин, магнетит. Развиты и кварцевые безрудные рифы. Соотношения незолотоносных сульфидно-кварцевых тел с такими же золотоносными телами неопределенны. Описываемые факты слабой золотоносности залежи Ориенталь на верхних горизонтах, где залежь имела пирит-кварцевый состав [9], показывают необходимость подходить к выяснению этих соотношений с особой внимательностью.

Залежи Ориенталь, Мак-Тэгарт рудоносны не на всем протяжении, и содержания золота в них непосредственно не коррелируются с наличием ранних сульфидов — арсенопирита, пирита, пирротина. В залежи Чемпион-риф ассоциации золота и указанных сульфидов более закономерны, однако количество последних на изученных нижних горизонтах весьма ограничено, а размеры выделений часто микроскопические. Сохранение арсенопирита, пирротина, золота обычно для Нового рифа. Общим для различных рифов является развитие золота на участках распространения галенита [9]. Обратных же связей не отмечается: часто золото не сопровождается сульфидами, а иногда развивается и вне кварцевых тел.

Эти особенности развития сульфидов и золота наряду с описанными выше минералого-геохимическими особенностями некоторых из них позволяют выделить в золоторудных телах три разновозрастные минеральные ассоциации (см. рис. 7). При этом нельзя исключать возможность ошибки в выделении раннесульфидной подстадии, а не самостоятельной стадии. Как проявление сульфидной стадии можно рассматривать рудные ассоциации безрудных рифов. В пределах же золотоносных тел разделить процессы формирования арсенопирит-пирротиновой и сфалерит-галенитовой ассоциаций не представляется возможным.

Сфалерит-галенитовая ассоциация, включающая теллуриды и другие редкие минералы, образовалась в завершающем периоде рудообразования и несет значительную часть продуктивного золота. Вместе с галенитом, золотом-II наблюдаются и выделения арсенопирита-II, иногда несомненно образованного за счет перекристаллизации арсенопирита-I.

К кварц-карбонатной стадии относятся поздние жилки, секущие

минеральные агрегаты всех предшествующих стадий и сложенные кварцем и кальцитом.

Обращает на себя внимание факт присутствия в минеральных ассоциациях всех основных стадий минерализации минералов, содержащих летучие компоненты: бор в ранней стадии, уголекислоту и хлор в шеелитовой и золото-сульфидной стадиях. Рассмотренные выше хлорсодержащие минералы свинца и теллура являются свидетелями активности в поздние моменты рудообразования необычных газовых эманаций хлора.

Широкое участие уголекислоты в процессе рудообразования устанавливается при изучении газовой-жидких включений в кварце. Первые сведения о составе и температурах гомогенизации включений были получены в результате предшествующих исследований, выполненных Ю.Н. Пашковым [13]. Были выявлены мелкие включения в кварце из залежи Чемпион-риф с глубины 2800—3000 м. Среди них встречены многофазовые включения, содержащие от одного до трех минералов-узников — галита и сильвина. Гомогенизация этих включений происходила при температурах 260—280°, несколько меньших, чем температуры гомогенизации трехфазовых водно-углекислых включений — 270—305°.

В ходе выполненных авторами дополнительных исследований газовой-жидких включений применены два метода — гомогенизация и криометрия. Сочетание этих методов дает возможность вычислить давление минералообразующей среды, для чего используются *PVT* — данные CO_2 , полученные экспериментально рядом исследователей [4]. Наблюдавшиеся включения в кварце из залежей Чемпион-риф и Ориенталь имели размеры до 10 мкм, лишь изредка достигавшие 18—20 мкм.

По фазовому составу первично-вторичные включения делятся на два типа: в одних значительно преобладает уголекислота, в других — водный раствор. Во вторичных включениях уголекислота не обнаружена. Газовая фаза в первично-вторичных включениях появляется только при охлаждении, а при комнатной температуре в них наблюдаются две жидкие фазы: вода и уголекислота. Гомогенизация включений, в которых преобладает вода, происходит с растворением уголекислоты в водном растворе при 235—280°С.

Криометрические исследования включений проводились в камере, охлаждающейся жидким азотом. Отметим следующие особенности существенно углекислых включений, установленные при детальном изучении двух образцов, отобранных на разной глубине: 2820 и 1100 м (табл. 7).

Температуры плавления флюида во включениях обоих образцов ниже, чем у чистой CO_2 (−56,6°С), что свидетельствует о наличии во флюиде некоторого количества иного газа с более низкой, чем у CO_2 , температурой плавления. Таким газом является метан (температура плавления −182,5°С). Масс-спектрометрический анализ флюидных включений показал наличие как CO_2 , так и CH_4 . Температура плавления флюида значительно ниже во втором образце, что свидетельствует об обогащении флюида метаном в верхних горизонтах месторождения. Используя данные по фазовым равновесиям системы CO_2 — CH_4 , можно оценить количество метана во флюиде. Так, средней температуре плавления, равной −57,5°С для первого образца, соответствует 2,4 мол.% CH_4 , а для второго образца (−61,5°С) содержание метана возрастает до 22 мол.%.

Температуры гомогенизации углекислых фаз значительно ниже в первом образце, что указывает на большую плотность уголекислоты (1,03 г/см³ для первого образца и 0,93 г/см³ для второго). Наконец, давление флюида весьма велико для обоих образцов (максимальное — 3,6 кбар, мини-

Таблица 7

Результаты исследований флюидных включений в кварце месторождения Колар

Характеристика флюида	Чемпион-риф (глубина 2820 м)	Ориentalь (глубина 1100 м)
Температура плавления, °С	$\frac{-56,7 \div -58,2}{-57,5}$ (8)	$\frac{-58,7 \div -71,5}{-61,5}$ (8)
Температура гомогенизации, °С	$\frac{-3,4 \div -37,9}{-21,3}$ (52)	$\frac{+6,8 \div -15,8}{-1,9}$ (15)
Плотность флюида, г/см ³	$\frac{0,94 \div 1,11}{1,03}$ (52)	$\frac{0,89 \div 1,01}{0,93}$ (15)
Давление флюида при 250°С, кбар	$\frac{2,0 \div 3,6}{2,8}$ (52)	$\frac{1,6 \div 2,5}{2,0}$ (15)

Примечания. Над чертой — пределы измеренных величин; под чертой — среднее значение; в скобках количество изученных включений.

Таблица 8

Изотопный состав серы в парах сосуществующих сульфидов

Рудная залежь	Минерал	$\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$	Сульфидные пары	$\Delta\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$ T. °С
Чемпион-риф, глубина 1500 м	Пирротин	+2,18	Пирротин-галенит	2,87 240
	Халькопирит	+1,90		
	Галенит	-0,69	Халькопирит-галенит	2,59 210
Ориentalь, глубина 1100 м	Сфалерит	+1,02	Сфалерит-галенит	1,53 405
	Галенит	-0,51		

мальное — 1,6 кбар), при этом более высокие значения давлений установлены для более глубинного образца (средние значения равны 2,8 и 2,0 кбар соответственно). Из этих данных следует, что градиент давления флюида (470 бар/км) больше литостатической нагрузки пород (270 бар/км). По-видимому, благодаря этому избыточному градиенту давления и происходило движение растворов.

Оценка температур образования собственно рудных ассоциаций проводилась с помощью сероизотопного и кадмиевого геотермометров в парах сосуществующих сульфидов. В образце из Чемпион-риф, в котором обнаружены хлорсодержащие минералы в алтаите, по экспериментальным данным Дж. Кадживара и Х. Краузе [10], для пар пирротин-галенит и халькопирит-галенит были определены температуры 240° и 210°С (табл. 8), достаточно близкие между собой и укладывающиеся в интервал температур, полученных путем гомогенизации газовой-жидких включений в кварце. Более высокая температура — 405°С по сероизотопному геотермометру — определена для сфалерит-галенитовой пары из рудной залежи Ориentalь (табл. 8). Для этой же пары из Ориentalь температура, оцененная по коэффициенту распределения кадмия (K_D^{Cd}) между сфалеритом (0,35% Cd) и галенитом (0,0031% Cd) [1, 7], оказалась 330°С.

Изотопные исследования позволили получить также важную дополнительную информацию относительно источников рудной минерализации.

Изучение изотопов серы десяти монофракций пирротина, халькопирита, сфалерита и галенита, отобранных из разных рудных залежей на различных глубинах, выявило большую однородность значений $\delta^{34}\text{S}$ и их близость метеоритному стандарту. $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов изменяется от +2,18 до -1,40‰, что позволяет предположить ювенильный, возможно, мантийный источник серы в растворах.

Результаты исследований изотопного состава свинца галенитов Колара, опубликованные ранее [5, 8] и дополненные новыми данными, выявили значительные вариации изотопного состава свинца в залежах Чемпион-риф и Ориенталь. Модельный возраст свинца варьирует от 1,8 до 2,5 млрд. лет. Особенностью свинца из залежи Чемпион-риф является высокое значение отношения $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$, что указывает на присутствие здесь свинца, находившегося в источнике, обогащенном ураном. Отношение тех же изотопов свинца в галените из залежи Ориенталь, для которого установлен возраст 2,5 млрд. лет, согласуется лучше с моделью более глубинного источника. Приведенные данные интересны тем, что они указывают на разнородные источники оруденения и неодинаковые условия развития соседних рудных залежей, что в определенной мере увязывается и с минералого-химическими данными. Этот интересный вопрос заслуживает более детального исследования.

Таким образом, результаты исследований свидетельствуют о сложном развитии гидротермальной рудной минерализации в Коларском золоторудном поле. Представления о метаморфогенном происхождении золоторудных месторождений типа Колара не подтверждаются.

В заключение следует отметить, что месторождение Колар является одним из ключевых объектов для изучения процессов эндогенного рудообразования. Дальнейшие минералого-геохимические исследования этого месторождения несомненно могут дать важный материал для познания этих процессов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Генкин А.Д., Басалаева И.В., Добровольская М.Г. и др. Распределение кадмия, марганца, селена и изотопов серы в сосуществующих галените и сфалерите из свинцово-цинковых месторождений. — В кн.: Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980, с. 5—40.
2. Коваленкер В.А., Малов В.С., Вяльсов Л.Н. Типоморфные особенности сфалерита из медно-никелевых месторождений Талнахского рудного узла. — В кн.: Состав и структура минералов как показатели их генезиса. М.: Наука, 1978, с. 158—164.
3. Макеев А.Б., Павлов А.П. Новая кадмиевая разновидность сфалерита. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 208—211.
4. Мельник Ю.П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наук. думка, 1978. 152 с.
5. Рожков И.С. Золоторудное месторождение Колар. — Геология руд. месторождений, 1966, № 6, с. 3—15.
6. Юшкин Н.И. Новая кадмиевая разновидность тетраэдрита. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 2, с. 426—429.
7. Bethke P.M., Barton P.B. Distribution of some minor elements between coexisting minerals. — Econ. Geol., 1971, vol. 66, N 1, p. 140—163.
8. Chernyshev I.V., Safonov Yu.G., Radhakrishna B.P. et al. Study of lead isotopes for investigating the origin of endogenic deposits with special reference to some ore deposits from India. — J. Geol. Soc. India, 1980, vol. 27, N 3, p. 107—116.
9. Gold mining industry in India. Bangalore, 1963, p. 39—87.
10. Kajiwarra J., Krouse H.R. Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide system. — Canad. J. Earth Sci., 1971, vol. 8, N 11, p. 1397—1422.
11. Narayanaswami S., Ziauddin M., Ramachandra A.V. Structural control and localization of goldbearing lodes, Kolar gold field, India. — Econ. Geol., 1960, vol. 55, N 7, p. 1429—1459.
12. Patrick R.A. Microprobe analyses of cadmium-rich tetraedrites from Tyndrum, Perthshire, Scotland. — Miner. Mag., 1978, vol. 42, N 322, p. 286—288.

13. Safonov Yu.G., Radhakrishna B.P., Krishna Rao B. et al. Mineralogical and geochemical features of endogene gold and copper deposits of South India. — J. Geol. Soc. India, 1980, vol. 21, N 8, p. 365–378.

14. Ziauddin M., Narayanaswami S. Gold resources of India. — Bull. Geol. Surv. India. Ser. A, 1974, N 38, p. 49–69.

УДК 553.44:549.351

К. Басу, Н.С. Бортников, А. Мукерджи, Н.Н. Мозгова, А.И. Цепин

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРАТИФИЦИРОВАННОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РАДЖПУРА-ДАРИБА, РАДЖАСТХАН, ИНДИЯ

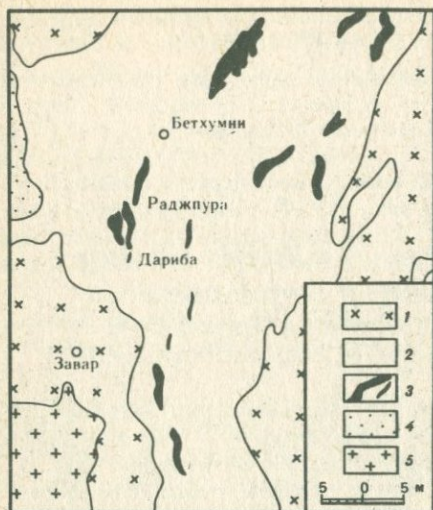
Стратифицированное полиметаллическое месторождение Раджпура-Дариба приурочено к рудному поясу, простирающемуся на 17 км в пределах докембрийского щита Раджастхан в северо-западной части Индии (рис. 1). Площадь месторождения сложена главным образом графит-сланцевыми сланцами, кварцитами и доломитами. Единственным рудным телом, разрабатываемым в настоящее время, является Главная залежь Раджпура-Дариба, представляющая собой линзу, залегающую согласно с вмещающими породами. Минеральный состав сульфидных руд показан ниже:

Главные	Второстепенные и редкие		
	А. Самородные и интерметаллиды	Б. Сульфиды	В. Сульфосоли
Пирит	Самородный мышьяк	Пирротин	Блеклая руда
Галенит	Интерметаллид Ag, Au, Hg	Арсенопирит	Бурнонит
Сфалерит	Электрум	Кубанит	Зелигманит
Халькопирит	Ауростибит	Гудмундит	Овихит
		Маккинавит	Геокронит
		Борнит	Рамдорит (?)
		Валлерит	Менегинит
		Энергит	Бупанжерит
		Пентландит	Райит
		Аргентопирит	Диафорит
		Станнин	Полибазит
		Аргентит	Прустит
		Халькозин	Грейтонит (?)
		Ковеллин	Пирсеит
		Марказит	
		Фаматинит	

Главными промышленными компонентами являются цинк, свинец и медь, кроме того, обнаружено серебро (600 г/т), золото (1,3 г/т) и ртуть (30 г/т). По мнению некоторых исследователей, рассматриваемое месторождение сформировалось при региональном метаморфизме первично вулканогенно-осадочных руд, протекавшем в условиях амфиболитовой фации при температурах 500–600° и давлениях 6–8 кбар [4].

В результате совместных исследований, проводившихся сотрудниками Технологического института из г. Карахпур и ИГЕМ АН СССР, получены новые данные о геологическом строении, минеральном составе и химизме руд, позволяющие высказать новую точку зрения на происхождение месторождения Раджпура-Дариба, а именно: рассматривать его как полигенное, сформированное в несколько последовательных этапов.

В пользу этого свидетельствует обнаружение в пределах месторождения



Р и с. 1. Схема геологического строения района месторождения Раджпура-Дариба

1 — граниты, гнейсы; 2 — метаргиллиты; 3 — доломитизированные мраморы; 4 — мраморы; 5 — граниты

двух фаций руд, различающихся условиями залегания, минеральным составом и геохимическими особенностями.

Ранняя фация руд слагает согласные с вмещающими кристаллическими породами рудные тела, которые локализованы в кианит-графитовых сланцах, перекристаллизованных кремнистых сланцах, доломитах и известковых сланцах. Минеральный состав ее прост: главные минералы — пирит, сфалерит, галенит и халькопирит;

второстепенные — арсенопирит, блеклая руда, пирротин. Рудные минералы переслаиваются с минералами вмещающих пород: кварцем, слюдой, графитом, ставролитом, кианитом, карбонатами, тремолитом, флюоритом и другими. Характерной особенностью этих руд является ритмично-полосчатая текстура, обусловленная чередованием сульфидных и нерудных полос или чередованием сульфидных полос разного состава (рис. 2). Эти руды несут следы складчатости и пластической деформации (установлено по крайней мере три этапа этих процессов), будинажа, которые совпадают с направлением региональной складчатости. Структурные взаимоотношения между сульфидными и нерудными минералами свидетельствуют об их одновременном образовании. Отсутствуют всякого рода секущие взаимоотношения между ними, следы замещения. Широко распространены порфиробластовые структуры, пойкилитовые включения тонкозернистых сульфидов в порфиробластах ставролита. Рудные минералы несут признаки деформации (двойники, эллипсоидная форма зерен) и частичного нагревания.

Указанные особенности безусловно свидетельствуют в пользу того, что эта фация сформировалась в результате регионального метаморфизма руд, сингенетичных осадконакоплению. Фазовые соотношения породообразующих минералов позволяют сделать вывод, что их образование происходило в условиях амфиболитовой фации метаморфизма при температуре около 550°C и давлении примерно 5 кбар. Мольная доля CO_2 во флюиде составляла 0,13 при условии, что $P_f = P_{\text{CO}_2} + P_{\text{H}_2\text{O}}$.

Из-за сильного метаморфизма этой фации руд выяснение ее первичного генезиса затруднено. Однако ряд признаков: практическое отсутствие среди метаморфических пород аналогов вулканогенных образований; ярко выраженная стратиграфическая зональность металлов в рудной залежи, проявляющаяся в распространении медных руд в нижних горизонтах или в лежачем боку, выше последовательно сменяющихся свинцово-цинковыми, а затем цинково-железными (иногда с баритом) рудами; отсутствие каких-либо признаков существования рудоподводящего канала; отсутствие прожилковой или штокверковой минерализации в подстилающей толще — позволяют высказать предположение, что первичные полосчатые ру-



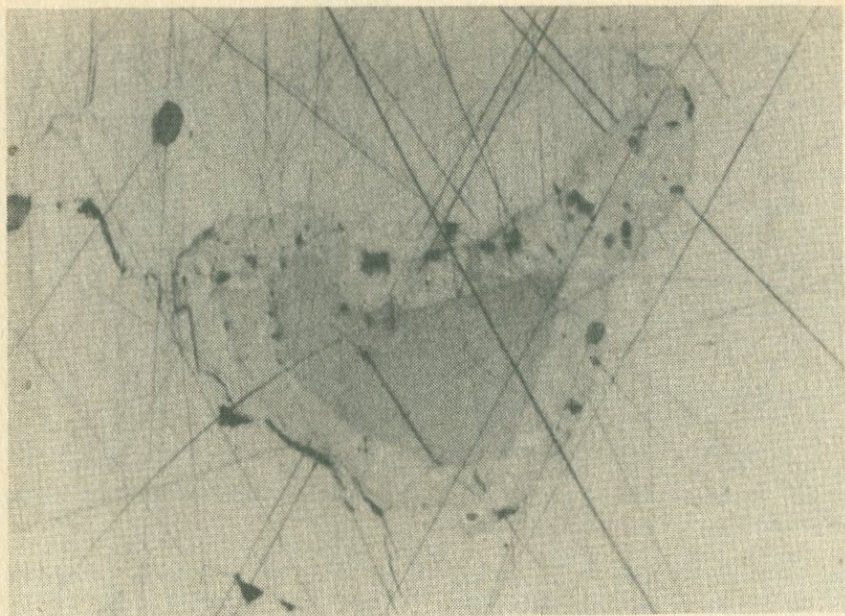
Р и с. 2. Ритмично-полосчатая текстура руд. Штуф полированный, в натуральную величину

ды сформировались в бассейнах (западинах морского дна) с эвксинной обстановкой, в которые поступали горячие обогащенные металлами рассолы невулканического происхождения. Источниками металлов могли служить породы фундамента, в частности, гранит-гранодиоритового комплекса, через которые просачивались нагретые растворы и выщелачивали рудные компоненты. Ф.В. Чухров считает, что вадозные растворы такого рода могли содержать металлы в количестве, достаточном для образования крупных месторождений [3].

Более поздняя фация руд представлена линзами, залежами неправильной формы, гнездами, "сегрегационными" жилами, секущими складчатость вмещающих пород (перекристаллизованных силицифицированных доломитов), и ритмично-полосчатым рудам.

Главным рудным минералом этой фации является галенит, реже встречаются халькопирит и пирротин. Характерной особенностью ее минерального состава является широкое распространение в ней сульфосолей. По развитию минералов этой группы месторождение Раджпура-Дариба можно отнести к уникальным объектам. Нерудные минералы в секущих рудных телах представлены в основном крупнозернистым диопсидом, в меньших количествах наблюдались тремолит, кварц, карбонат, барит и флюорит. Рудные минералы выделяются в интерстициях беспорядочно-ориентированных зерен диопсида. Примечательно отсутствие всяких признаков перекристаллизации рудных минералов. Исключение представляет лишь геокронит, для которого наблюдались двойники деформации. Характерна крупнозернистая структура сульфидных образований. Широко развиты реакционные микроструктуры (например, каемки мирмекитов бурнонита+халькопирита на контакте между галенитом и блеклой рудой (рис. 3), крупнозернистые мирмекитовые сростания галенита+самородного мышьяка+блеклой руды+бурнонита-зелигманита, тонкозернистые мирмекитовые сростания галенита и марганецсодержащей блеклой руды, замещающие минералы бурнонит-зелигманитовой серии). Все это свидетельствует о достижении рудами нового равновесного состояния.

Характерная черта этой фации руд — широкие вариации химического



Р и с. 3. Реакционная каемка халькопирита + бурнонита на границе между галенитом и блеклой рудой. Шлиф полированный. Ув. 90

состава минералов из группы сульфосолей. Наиболее существенны изменения химизма блеклых руд (табл. 1). Существенно колеблется содержание полуметаллов (практически от крайнего теннанита до чистого тетраэдрита) и одновалентных металлов: количество серебра колеблется от 0,9 до 33 мас. %; несколько менее варьирует содержание двухвалентных металлов. Значительные вариации соотношения полуметаллов также обнаружены для минералов бурнонит-зелигманитовой серии: в разных ассоциациях отношение $As/(As + Sb)$ изменяется от 0,04 до 0,52 (табл. 2), у марганецсодержащей блеклой руды отношения $Ag/(Ag + Cu)$ и $As/(As + Sb)$ даже в пределах одного шлифа изменяются от 0,06 до 0,18 и от 0,15 до 0,51 (табл. 3). Такие вариации безусловно свидетельствуют об изменении физико-химических параметров, в частности активностей компонентов, в период минералообразования.

Замечательная черта поздней фации руд — присутствие таллиевой минерализации. Концентраторами этого металла являются сульфоантимониты свинца: геокронит, менегинит, буланжерит, в которые этот элемент входит в виде твердого раствора, и собственно таллиевые минералы (табл. 4).

Имеющиеся экспериментальные и расчетные данные об устойчивости некоторых минералов из рассматриваемой ассоциации позволяет оценить некоторые физико-химические параметры образования поздней фации руд. Согласно Е.Н. Сергеевой и И.Л. Ходаковскому [2], самородный мышьяк может отлагаться из растворов при температурах не выше $200^{\circ}C$, так как трудно предположить, что концентрация этого элемента в гидротермах могла превышать 10^5 моль/л. Присутствие в рудах диафорита также может свидетельствовать о температурах образования ниже $325^{\circ}C$ [1, 5]. Следовательно, такие низкие температуры еще раз подчеркивают более позднее формирование этой фации руд.

Таблица 1

Химический состав блеклых руд

Компонент	Номер образца					
	1	2	3	4	5	6
Cu	14,57	16,99	22,54	26,06	25,88	32,87
Ag	33,27	28,71	20,07	18,04	17,90	7,00
Fe	5,15	5,04	5,49	4,72	4,82	5,69
Zn	Не обн.	Не обн.	0,90	1,63	1,53	1,94
Pb	0,96	1,93	1,88	0,95	0,92	Не обн.
Sb	25,99	26,41	27,12	27,22	25,42	29,13
As	Не обн.	Не обн.	1,29	1,85	2,78	0,72
S	20,79	21,46	21,73	22,00	22,42	22,94
Сумма	100,73	100,53	101,01	102,47	101,66	100,29

Таблица 1 (окончание)

Компонент	Номер образца					
	7	8	9	10	11	12
Cu	33,68	37,00	36,55	43,02	43,65	51,12
Ag	6,73	3,86	3,76	1,26	0,99	0,90
Fe	6,16	5,67	5,37	4,32	4,78	0,40
Zn	1,86	2,18	2,82	3,11	2,97	0,77
Pb	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Sb	29,23	23,46	22,81	2,90	2,94	3,53
As	1,09	4,84	5,03	18,64	18,77	18,50
S	23,74	24,64	24,38	27,56	27,45	26,98
Сумма	102,50	101,60	100,72	100,82	101,54	102,19

Таблица 2

Химический состав марганецсодержащей блеклой руды

Компонент	Номер образца						Среднее
	1	2	3	4	5	6	
Cu	29,55	33,26	34,42	35,01	35,87	36,13	34,04
Ag	11,08	7,21	5,65	5,52	4,15	3,95	6,26
Mn	5,48	4,86	5,31	5,21	5,74	5,04	5,27
Pb	1,45	2,11	2,27	1,71	1,75	1,46	1,79
Fe	0,42	0,37	1,06	1,00	0,34	1,13	0,72
Zn	0,45	0,04	0,06	0,27	0,00	0,01	0,14
Hg	0,00	1,68	0,00	0,00	0,92	0,69	0,65
Sb	27,09	20,53	17,36	17,13	16,44	15,68	19,03
As	2,82	6,26	8,84	9,65	9,44	9,91	7,82
S	24,24	24,08	25,14	25,34	25,51	25,41	24,95
Сумма	102,58	100,40	100,11	100,84	100,16	99,41	100,57

Таблица 3

Химический состав минералов бурнонит-зелигманитовой серии

Компонент	Номер образца				
	1	2	3	4	5
Pb	39,73	42,10	44,92	46,44	45,35
Cu	13,42	13,09	14,30	14,09	13,70
Ag	0,16	Не обн.	0,04	0,03	Не обн.
Fe	0,60	0,30	0,04	0,05	Не обн.
Zn	0,30	0,23	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Sb	25,44	25,72	13,70	13,58	12,94
As	0,70	0,71	6,19	7,84	8,80
S	19,01	18,95	19,00	19,52	19,77
Сумма	99,36	101,10	98,01	101,54	100,56
As/(As + Sb)	0,04	0,05	0,42	0,48	0,54

Примечание. Анализы 1 и 2 — из реакционной каемки на границе галенита и блеклой руды. Анализы 3—5 — из мирмекитовых сростаний с галенитом, блеклой рудой и самородным мышьяком.

Таблица 4

Химический состав сульфоантимонитов свинца

Компонент	Геокронит*	Менегинит	Буланжерит	Рамдорит*	Райит**
Pb	70,3	58,89	54,79	35,2	47,06
Cu	Не обн.	1,39	0,05	Не обн.	0,03
Ag	Не обн.	Не обн.	Не обн.	6,5	4,54
Fe	Не обн.	0,01	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Tl	0,8	1,01	0,35	0,8	2,04
Sb	8,6	20,32	26,24	36,6	27,42
As	4,9	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
S	18,2	18,12	19,33	22,8	19,59
Сумма	102,8	99,74	100,76	101,9	100,68

* Анализы выполнены Ю.С. Бородаевым (МГУ). Микроанализатор JXA-5. Условия анализа: ускоряющее напряжение 25 кВ, диаметр зонда ~1 мкм; эталоны и аналитические динии: PbS(PbM_α, SK_α), GaAs(AsL_α), TlAsS₂(TlL_α), чистые металлы Sb(L_α), Ag(AgL_α).

** Среднее из анализов четырех зерен.

Существенные различия в условиях формирования этих двух типов руд и их геохимических особенностей позволяют предполагать и различные источники рудных компонентов. Учитывая данные по содержанию таллия в пиритизированных черных сланцах в других регионах, можно предположить, что эти породы могли служить источником этого элемента в месторождении Раджпура-Дариба, который экстрагировался горячими водными растворами, например гидротермами метаморфогенного происхождения [6]. Альтернативная возможность — источником таллия, серебра, ртути, золота могли служить гидротермальные растворы, связанные с кислым магматизмом и мигматизацией [7].

Таким образом, стратифицированное полиметаллическое месторождение Раджпура-Дариба представляет собой конечный продукт широкого спектра геологических процессов, которые начались с образования руд из 104

металлоносных растворов, сингенетичных с осадконакоплением, затем претерпевших преобразования при диагенезе и региональном метаморфизме, и, наконец, завершились образованием низкотемпературной сульфидно-сульфосольной минерализации из гидротерм поздней волны.

В заключение авторы считают своим приятным долгом поблагодарить А.Д. Генкина, Т.Н. Шадлун и Н.В. Петровскую за интерес к данной работе и за полезное обсуждение. Авторы также признательны Ю.С. Бородаеву, выполнившему рентгеноспектральные микроанализы некоторых сульфосолей.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бортников Н.С., Некрасов И.Я., Мозгова Н.Н. и др. Фазовые соотношения в системе $PbS-Ag_2S-Sb_2S_3$ в гидротермальных условиях. — В кн.: X Всесоюз. совещ. по эксперим. и техн. минералогии и петрографии: Тез. докл. Киев: Наук. думка, 1978, с. 16—17.
2. Сергеева Е.Н., Ходаковский И.Л. Физико-химические условия образования самородного мышьяка в гидротермальных условиях. — Геохимия, 1969, с. 846—859.
3. Чухров Ф.В. О внемагматической природе веществ некоторых руд. — В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 85—99.
4. Deb M., Bhattacharya A.K. Geological setting and conditions of metamorphism of Rajpura-Dariba ore deposit, Rajasthan, India. — In: Proc. Fifth Quadrennial JAGOD Symposium, 1980, p. 679.
5. Hoda S.N., Chang L.L.Y. Phase relations in the systems $PbS-Ag_2S-Sb_2S_3$ and $PbS-Ag_2S-Sb_2S_3$. — Amer. Miner., 1975, vol. 60, p. 621—633.
6. Mookherjee A. Handbook of stratabound and stratiform ore deposits. Amsterdam, 1976.
7. Smirnov V.I. Factor of time in formation of stratabound ore deposits. — In: Time and strata-bound ore deposits. B. etc.: Spring-Verl., 1977.

УДК 553.22 +553.31

А.А. Глаголев

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЖЕЛЕЗИСТЫХ КВАРЦИТАХ

Железистые кварциты или в более общем виде породы железистой, железисто-кремнистой или железорудной формации — характерные образования для многих докембрийских районов. Обычно они приурочены к супракрустальным поясам, протягивающимся в древних толщах. В настоящее время большинство исследователей признает осадочно-метаморфическое происхождение этих пород с учетом вулканических процессов или без них. Однако многие исследователи конкретных месторождений железистых кварцитов находят признаки их метасоматического генезиса. Реже выделяется магматическое (вулканическое) или другое происхождение.

Пласты или линзовидные тела железистых кварцитов, как правило, согласно залегают в гнейсах, сланцах или толщах других метаморфических пород, имеют характерное слоистое и микрослоистое строение и другие особенности, характерные для осадочных пород. В месторождениях, мало измененных вторичными процессами, присущие железистым кварцитам признаки осадочных пород хорошо сохраняются, и осадочный генезис этих пород не подвергается сомнению. Однако на многих месторождениях железистые кварциты подвергаются воздействию более поздних процессов: региональному и контактовому метаморфизму, гранитизации, различного рода тектоническим процессам (рассланцевание, будинаж, дробление),

метасоматическим изменениям. Все эти процессы в той или иной мере нарушают такие особенности железистых кварцитов, как тонкослоистые текстуры, согласное залегание и другие признаки осадочной породы. Сильно измененные вторичными процессами железистые кварциты, утратившие многие признаки осадочных пород, являются причиной дискуссий по генетическим вопросам.

Изменения железистых кварцитов после осаждения сводятся к диагенезу, метаморфизму и различным метасоматическим процессам. Современные образования, при диагенезе и метаморфизме могущие дать железистые кварциты, неизвестны. Все они прошли по крайней мере диагенез и литификацию.

Процессы метаморфизма и метасоматизма подразделены в соответствии с классификацией Д.С. Коржинского [2]. Региональный прогрессивный и контактовый метаморфизм, а также явления мигматизации (гранитизации) отнесены к магматическому этапу. Постмагматические метасоматические процессы начинаются с ранней щелочной стадии (скарнирование и щелочной метасоматизм), позже проявляется стадия кислотного выщелачивания (грейзенизация, окварцевание). Поздняя щелочная стадия иногда выражается в эпидотизации и карбонатизации. Упомянутые постмагматические метасоматические процессы происходили на фоне регрессивного метаморфизма, выразившегося в замещении высокотемпературных минеральных ассоциаций более низкотемпературными без изменения химического состава породы. Совсем низкотемпературные процессы, а также процессы, связанные с корой выветривания, не рассматриваются. Все упомянутые процессы проявились на разных месторождениях с различной интенсивностью. Многие месторождения затронуты только региональным метаморфизмом. В некоторых месторождениях наблюдается наложение контактового метаморфизма на региональный, возможно также несколько этапов процессов мигматизации и другие осложняющие явления.

Наблюдения над породами железорудной формации слабометаморфизованных месторождений позволило выделить осадочные фации этой формации [4, 1, 3]. Фации названы по типичным соединениям железа, встречающимся в неметаморфизованных и слабометаморфизованных месторождениях: сульфидная (пирит, пирротин), силикатная (шамозит, стильпноmelан, гриналит), карбонатная (сидерит), окисная (магнетит, гематит). Последняя может быть разделена на закисно-окисную (магнетит) и окисную (гематит). Осадочные фации, как правило, представлены в виде смешанных разновидностей, где встречаются совместно различные соединения железа. При метаморфизме минеральный состав меняется, но химические признаки фации в основном сохраняются.

На всех месторождениях железистых кварцитов более или менее отчетливо наблюдается закономерное расположение осадочных фаций в пределах единичных пластов: в наружных пластах наблюдаются сульфидная, силикатная и карбонатная фации, а во внутренних — окисно-закисная и окисная. Это проявляется в изменении химического состава пород железорудной формации от внешних частей пластов к внутренним: уменьшается содержание FeO , MgO , Al_2O_3 и увеличивается Fe_2O_3 и общее железо.

Большинство месторождений железистых кварцитов метаморфизованы региональным метаморфизмом на уровне различных метаморфических фаций. Вследствие этого породы железорудной формации, даже близкие по химическому составу, содержат различные минеральные ассоциации. Магнетит, гематит и кварц появляются уже в самых низкотемпературных месторождениях и проходят через все метаморфические фации. При переходе от фации к фации сменяются лишь карбонатные и силикатные мине-

ралы. Смена ассоциаций при повышении температуры метаморфизма в железистых кварцитах проходит в следующем порядке. Дозеленсланцевая фация: сидерит, гриналит; зеленосланцевая: сидерит (с кварцем), миннесотоит, тальк, стильпномелан, биотит; эпидотамфиболитовая: куммингтонит, гранат, биотит, актинолитовая роговая обманка; амфиболитовая: роговая обманка, клинопироксен, фаялит, железистый гиперстен; гранулитовая: энстатит, гиперстен (с ортоклазом). Влияние давления при региональном метаморфизме на изменение ассоциаций железистых кварцитов изучено очень слабо.

При контактовом метаморфизме происходит аналогичная смена минеральных парагенезисов от внешних зон к контакту с магматической породой. Соотношения рудных минералов в основном сохраняются. В наиболее слабо метаморфизованных месторождениях (до зеленосланцевой фации) отмечается сосуществование сидерита и гриналита (карбоната и силиката закисного железа) с гематитом. При повышении температуры эта ассоциация исчезает. В зависимости от преобладания гематита или сидерита (гриналита) присутствует магнетит с гематитом или с карбонатом (силикатом) закисного железа. При метаморфизме соотношение рудных минералов (гематита и магнетита) и вообще соотношение закисного и окисного железа в основном сохраняется, хотя наблюдается тенденция перехода сидерита (где он сохранился в бескварцевых железистых породах) и гематита в магнетит. Метаморфизм ведет к укрупнению зерен всех минералов, в том числе и рудных, и тем самым к улучшению железистых кварцитов как требующих обогащения руд.

Во многих районах мира изохимический региональный метаморфизм, особенно на уровне амфиболитовой и гранулитовой фаций, сопровождается гранитизацией метаморфических пород. Железистые кварциты гораздо труднее захватываются этим процессом, чем вмещающие их толщи гнейсов, слюдяных сланцев и даже амфиболитов. В железистых кварцитах начальная стадия гранитизации проявляется в замещении куммингтонита, актинолита и талька роговой обманкой и биотитом, что связано с присутствием кальция, глинозема и щелочей. Затем происходит собственно мигматизация, т.е. появление послойно-секущих кварц-полевошпатовых прожилков главным образом за счет малорудных прослоев. После значительного обогащения мигматитовыми прожилками происходит расплавление всего материала с образованием биотит-роговообманковых магнетитовых (5—10% магнетита) гранитов. Процессы гранитизации значительно обедняют железистые кварциты рудными минералами и в конечном итоге делают их непригодными в качестве железных руд.

Наиболее ранними постмагматическими процессами являются щелочной метасоматоз и скарнирование. Щелочной метасоматоз характерен для многих крупных месторождений железистых кварцитов. Он выражен в развитии щелочных амфиболов (рибекита, родусита), пироксенов (эгирина, эгирин-диопсида), особой разновидности биотита (тетраферрибиотита) и калиевого полевого шпата. Щелочной метасоматоз железистых кварцитов в большинстве месторождений проявлен в малоинтенсивной форме: щелочные минералы образуются за счет силикатных и карбонатных минералов без участия рудных минералов и кварца. Для щелочного метасоматоза установлены три температурные фации (в порядке понижения температуры): эгирин-диопсидовая, эгириновая, рибекитовая (безэгириновая) [1]. Для первой характерна ассоциация эгирина с примесью других пироксеновых молекул и магнетизального кальцийсодержащего родусита, для второй — чистого эгирина с родуситом; третья отличается от двух первых присутствием железистого щелочного амфибола (рибекита) вместо эгирина.

Этот процесс происходит сразу же после регионального метаморфизма. Об этом свидетельствует обычное пространственное соответствие температурных ступеней метаморфизма и щелочного метасоматоза. Хотя при малоинтенсивном процессе щелочного метасоматоза соотношение магнетита и гематита почти не меняется, существует тенденция развития гематита за счет магнетита. В случае интенсивного щелочного метасоматоза часть рудного железа расходуется на образование щелочных амфиболов и пироксенов. С другой стороны, иногда при этом процессе происходит интенсивный вынос кварца, что ведет к образованию небольших тел богатых железных руд в железистых кварцитах.

Скарнирование железистых кварцитов, т.е. образование в них скарноподобных ассоциаций клинопироксена с андрадит-гроссуляровым гранатом, эпидотом и т.д., предположительно относится также к ранней щелочной стадии. Эти метасоматические образования следует отличать от скарнидов, образовавшихся при региональном метаморфизме за счет обогащенных кальцием железистых кварцитов, амфиболитов и других пород.

В ряде месторождений железистых кварцитов с интенсивным проявлением мигматизации широко развиты постмагматические процессы стадии кислотного выщелачивания. Они выразились в окварцевании и мусковитизации (грейзенизации) вмещающих гнейсов и мигматитов с появлением силлиманита (андалузита) и превращением их местами во вторичные кварциты. Железистые кварциты подвергаются при этом также интенсивному окварцеванию с выносом силикатных и рудных минералов. Начало этого процесса выражается в перекристаллизации и сегрегации кварца, укрупнении и концентрации зерен альмандина, роговой обманки, магнетита и других, а затем происходит растворение этих минералов. Первоначальная ясно выраженная полосчатость железистых кварцитов при этом нарушается, становится более грубой и менее четкой.

Поздняя щелочная стадия постмагматического процесса выражается в поздней эпидотизации, карбонатизации и других процессах, развитых местами в породах железорудной формации.

Упомянутые постмагматические процессы в железистых кварцитах происходят одновременно с изохимическим регрессивным метаморфизмом, проявленным более широко. Регрессивный метаморфизм проявляется в замещении высокотемпературных минералов более низкотемпературными (гиперстена антофиллитом и куммингтонитом, куммингтонита тальком, роговой обманки, кальцитом и хлоритом и т.д.).

ЛИТЕРАТУРА

1. *Глазголев А.А.* Метаморфизм докембрийских пород КМА. М.: Наука, 1966. 158с.
2. *Коржинский Д.С.* Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 335—456.
3. *Плаксенко Н.А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1966. 264 с.
4. *James H.L.* Sedimentary facies of iron formation. — Econ. Geol., 1954, vol. 49, N 3, p. 281—285.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ДРЕВНИХ ЩИТОВ

Наиболее характерной особенностью древних щитов является формирование всех горных пород в условиях высоких температур, давлений и метаморфизма. Именно с такими породами связаны многие неметаллические полезные ископаемые, уже используемые промышленностью. Кроме этого, многие виды горных пород щитов и их производные содержат полезные элементы или минералы, использование которых весьма вероятно после проведения геологических или технологических исследований.

В статье сделана попытка охарактеризовать главную массу подобных используемых или перспективных полезных ископаемых, связанных с теми или иными горными породами древних щитов.

Наиболее широко распространены в древних щитах гнейсы и гранитоидные породы. С ними связана большая группа неметаллических полезных ископаемых. В первую очередь здесь следует рассмотреть полезные ископаемые, связанные с пегматитовым процессом. Второй большой группой являются различные гидротермально переработанные участки гранитоидных тел, содержащие различные фтористые литиевые и другие достаточно редкие компоненты гранитного процесса. Сам гранит является лучшим монументным и строительным материалом.

Характер пегматитового процесса во многом определяется его глубиной [6]. Пегматитовые жилы, образующиеся в условиях гранулитовой фации, как правило, несут редкометальное оруденение. В случае хорошей дифференцированности жил они могут разрабатываться для получения полевошпатового продукта.

Пегматитовые жилы, образующиеся в условиях амфиболитовой фации глубинности, могут рассматриваться как источник мусковита. Сюда относятся многие месторождения слюды в СССР [3], Нелорские и Раджастанские месторождения в Индии [32]. Слюда, пригодная для промышленного использования, встречается в хорошо дифференцированных жилах: в их краях, где происходила интенсивная ассимиляция вмещающих пород и выделение крупных кристаллов слюды, или в самом центре жилы, по границе области крупных кристаллов силикатов и кварцевого ядра, где крупные слюдяные кристаллы росли вместе с крупными полевошпатовыми кристаллами. Иногда такие кристаллы прекрасно огранены со стороны кварцевого ядра. Кроме того, в жилах иногда встречается "кварц-мусковитовый комплекс" — это участки замещения, возникающие в том случае, когда остаточный расплав в конце кристаллизации жилы попадает в ранее сформировавшиеся участки. В этом комплексе формируется "рубиновый" мусковит. На мусковитоносность пегматитовых жил в значительной степени влияют и ассимилируемые жилой вмещающие породы. Мусковитообразование идет более интенсивно, если вмещающие породы обогащены глиноземом. Очень благоприятными являются слюдяные вмещающие породы.

Характерно, что в описанных выше пегматитовых жилах совершенно нет пустот. Причиной этого является сама глубинность жил. Расплав, а позднее раствор, из которого кристаллизовались минералы жилы, находился под очень большим давлением и поэтому был весьма насыщен силикатным веществом [23, 24].

Пегматитовые жилы, образовавшиеся на малых глубинах, в центре, непосредственно близ кварцевого ядра, часто содержат пустоты, за которыми

утвердилось старинное название "занорыши". В таких занорышах часто встречаются хорошо образованные кристаллы кварца, полевых шпатов, слюды и ряда драгоценных камней — берилла, топаза и других [14].

Важным неметаллическим полезным ископаемым, традиционно добывавшимся из пегматитовых жил, является полевошпатовое сырье. Получают это сырье обычно методом ручной разборки: выбираются крупные чистые куски полевого шпата и его сростки с кварцем — так называемый пегматит. Наиболее легко такое сырье получается из глубинных жил, где кристаллы обычно более крупные [10]. Такое отобранное вручную сырье очень дорого, и сейчас ему ищутся более дешевые заменители. Оказалось, что полевошпатовое сырье может заменяться различными аплитовыми и аляскиотовыми породами, не содержащими темных минералов, а также эффузивными и гранитоидными породами, претерпевшими гидротермальное осветление [18]. Важнейшим требованием промышленности к таким образованиям является малое содержание железа и полное отсутствие железистых минералов: слюды, амфиболов, магнетита, гематита и лимонитовых натеков по границам минералов [10]. Проверка может быть сделана простым сплавлением такой породы. Если после плавления испытуемой породы будет получен светлый сплав без "мушек" — бурых железистых пятен, то такие породы могут представить большой интерес для стекольной и керамической промышленности. Следует иметь в виду, что богатые калием породы более ценны, чем обогащенные натрием. Из некоторых гранитоидов полевошпатовое сырье может быть получено флотационным обогащением [27]. В СССР на Лянгарском месторождении гранитов флотацией удаляется примесь биотита и магнетита. Остающийся в хвостах кварц-плагиоклаз-ортоклазовый продукт используется в стекольной промышленности. Опыты показали возможность выделение флотацией и чистого калиевого полевого шпата [11].

В последние годы внимание исследователей все более привлекают связанные с гранитами поздние низкотемпературные фации. Недавно среди щелочных гранитоидов древних щитов на Украине, в Забайкалье и в Нигерии были выявлены участки, где встречаются в довольно значительных количествах различные фтор-алюминаты, в частности криолит и близкие к нему минералы [25]. Известно, что разрабатывавшиеся до последнего времени пегматитоподобные тела, содержавшие в ядрах криолит и залегавшие в щелочных гранитоидах Ивигтута в Гренландии, сейчас выработаны, и весь криолит, используемый в алюминиевой промышленности, получается как искусственный синтетический продукт. Изучение щелочных гранитоидов показало, что содержание порообразующего криолита в них иногда достигает 10—15%. При больших масштабах месторождений даже при таких содержаниях он может добываться с большим экономическим эффектом. Внешне криолит похож на кварц, почему его и не замечали. Изучение и поиски криолитсодержащих горных пород весьма перспективны.

Среди метаморфических пород, вмещающих гранитоиды, внимание исследователей привлекают слои, содержащие силикаты алюминия — кианит, силлиманит или андалузит. Из них легко могут быть получены алюминиево-кремневые сплавы.

Большой группой горных пород древних щитов, с которыми связаны многие виды неметаллических полезных ископаемых, являются анортозиты. В настоящее время их используют в основном в качестве облицовочных материалов [2]. Особенно оригинальны те их разновидности, которые содержат иризирующий полевой шпат: кристаллы его обладают игрой синих, зеленых, а иногда красных цветов. Такая иризация вызывается распадом единого кристалла на тонкие пластинки двух не смешивающихся при низ-

ких температурах плагиоклазовых компонентов. Чем вызван такой распад, пока не ясно, поскольку во всех анортозитовых массивах (Вольты, Джугджур, Канада) имеются разности, обладающие иризацией и лишенные этой особенности [12]. Наиболее ценятся крупнозернистые иризирующие разности. Гигантозернистые пегматоидные кристаллы, обладающие иризацией, можно рассматривать как драгоценные камни. Иризирующие лабрадоровые брошки, пепельницы или кубки и другие украшения, сделанные из одного кристалла, являются ценнейшими ювелирными изделиями.

Сейчас большое внимание уделяется изучению месторождений апатита и титаномагнетита, связанных с анортозитами; эти минералы всегда встречаются в качестве аксессуарной части. Однако при обычном их содержании (около 5—7%) они представляют практический интерес только в том случае, когда такой анортозит попадает в область развития мощной коры выветривания: образовавшаяся элювиальная россыпь даже с таким содержанием полезных компонентов в глинистой массе может эксплуатироваться с экономической выгодой. Более перспективны, однако, поиски в анортозитовых массивах разностей, обогащенных этими минералами. В ряде массивов анортозита уже выявлены довольно крупные участки, которые могут послужить апатитовой и титановой рудой [25, 26].

Существует еще одно весьма перспективное направление исследования анортозитов. Эти породы, особенно если они содержат не лабрадор, а более основной плагиоклаз, могут рассматриваться как глиноземное сырье. Наличие в анортозите большого количества окиси кальция и высокое содержание глинозема (30% и выше) позволяет применить к этой породе методику, весьма близкую к той, которая используется сейчас при переработке нефелиновых руд [4].

Большое внимание привлекают к себе ультрабазиты как минеральное сырье. Во-первых, относительно маложелезистые ультрабазиты с большим успехом могут применяться для изготовления основного магнезиально-силикатного огнеупорного материала — форстеритовых огнеупоров, заменяющих основные — магнезитовые. Форстеритовые огнеупоры часто служат во многих отношениях лучше, чем магнезитовые, и кроме того, они дешевле [35]. Второе направление использования ультрабазитов — литейное дело. В Норвегии выявлены слабосерпентинизированные дуниты, дроблением которых получается строго стандартизированный оливиновый песок [34, 35]. В литейном деле он оказался гораздо более удобным, чем кварцевый. Выдержанные размеры зерен обуславливают большую газопроницаемость литейной формы. Отсутствие фазовых переходов в оливине позволяет использовать этот песок неоднократно. Напомним, что кварцевый песок, претерпевая (α - β)-переход при 575°C , как правило, трескается и измельчается. Высокая теплопроводность и плотность оливинового песка обуславливают хорошую устойчивость формы и более быстрое охлаждение отливки, чем в форме из кварцевых песков. Очевидные преимущества оливинового песка обеспечили интенсивное развитие этой промышленности в Норвегии, откуда песок экспортируется во многие страны мира [35]. Производство оливинового песка пытались наладить в США, но здесь пока не удалось найти слабосерпентинизированных оливиновых горных пород. Новая технология в промышленности ультрабазитовых литейных песков намечалась в Австрии, где была организована добыча змеевика с последующим дроблением и обжигом. В процессе обжига змеевик теряет воду, переходит в смесь пироксена и оливина и тогда может использоваться подобно оливину. Рекламные проспекты говорят о лучшем качестве австрийского материала по сравнению с норвежским, однако фирмы западных стран предпочитают покупать норвежский песок [34].

Ряд полезных ископаемых формируется в ультрабазитах при внедрении в них кислых интрузивных тел. Различие в характере воздействия связано с глубиной внедрения кислых интрузивов и интенсивностью прогрева вмещающих пород. Наиболее важным видом полезного ископаемого, возникающего в результате контакта, является хризотил-асбест [19]. Жилы хризотил-асбеста возникают в ультрабазитах, претерпевших ранее частичную серпентинизацию, в результате гидротермальной переработки полностью серпентинизируются и дополнительно нагреваются. В регрессивный этап при охлаждении новообразованного серпентина в нем возникают контракционные трещины, в которых и происходит кристаллизация продуктивной хризотил-асбестовой жилы.

Биотит, антофиллит (или какой-либо другой амфибол), тальк и антигоритовый серпентинит возникают вокруг гранитных жил в перечисленной последовательности, представляя собой контактные оторочки [1]. В зависимости от интенсивности общего прогрева может возникать месторождение того или иного полезного ископаемого. На Урале пегматитовые жилы, окруженные зоной биотита, попали в область развития мощной коры выветривания, гидратизировались и на значительную глубину перешли в вермикулит, который разрабатывался вплоть до выработки месторождения [30]. В той же полосе ультрабазитов Урала располагается разрабатываемое месторождение антофиллит-асбеста. Образовалось оно в результате резкого увеличения амфиболовой зоны таких контактов [1]. Часто на Урале зоны, прилегающие к жиле, резко сужены, а развита только самая холодная тальковая зона. Такие месторождения интенсивно разрабатывались тальковым заводом [22].

Видимо, контактную, но низкотемпературную природу имеют возникающие за счет ультрабазитов тальк-карбонатные породы. На Урале одно из таких тел разрабатывается тальковым комбинатом. Методом флотации за счет тальк-карбонатной породы получают тальковый и магнетитовый концентраты, используемые в промышленности огнеупоров и наполнителей [22].

Исключительно интересным продуктом контактного воздействия гранитоидов на ультрабазиты являются драгоценные нефрит и жадеит. Нефрит представляет собой войлокоподобный агрегат мельчайших игольчатых кристаллов амфибола и возникает как амфиболовая зона в описанной выше схеме контакта. Причина же мелкокристалличности и спутанно-волокнутой (войлокоподобной) структуры породы пока не очень ясна [11, 28, 33]. Жадеит — типичный продукт эндоконтального изменения гранитоидов под действием вмещающих ультрабазитов. Возникает он в области глубинных контактов, где высокое давление благоприятствует кристаллизации жадеитового пироксена за счет альбита и нефелина, возникающих в краях альбититовых и пегматитовых жил, внедрившихся в ультрабазиты [8, 20].

Щелочные породы, часто встречающиеся в древних щитах, содержат большое число полезных ископаемых и обязательно должны быть тщательно исследованы.

Лейкократовые нефелиновые сиениты, в химическом составе которых относительно мало красящих окислов (таких, как окислы железа) и практически отсутствуют окислы хрома, ванадия и других подобных металлов, но содержащие довольно много щелочей и глинозема, могут быть весьма интересным компонентом стекольной и керамической шихты, заменяющим не только кварцевый песок и полевой шпат, но в стекле в значительной мере и соду [18]. Канадские месторождения нефелиновых сиенитов Блю-Маунтин эксплуатируются главным образом для нужд стекольной

ной промышленности. В случае благоприятного минерального состава нефелиновых сиенитов концентрат, пригодный для стеклоделия и керамики, может быть получен с помощью флотационной очистки.

Разности щелочных пород, обогащенные нефелином (например, уртиты — почти мономинеральные нефелиновые породы), с большим экономическим эффектом используются как комплексное цементно-содово-глиноземное сырье [26]. В принципе использование нефелинового сырья и близкого к нему довольно просто. Нефелиновый продукт спекается с известняком, в результате происходит двойной обмен: получаются, с одной стороны, силикаты кальция, за счет которых после несложной обработки можно получить цемент, а с другой — алюминаты щелочей, легко растворимые в воде, их несложно переработать на глинозем и соду (или поташ). В идеале такое производство является практически безотходным. Уртиты месторождения Киа-Шалтырь в Сибири служат сырьем для Ачинского глиноземного завода [9, 29]. Нефелиновые концентраты, получаемые попутно при флотации апатитовых руд Хибинского массива на Кольском полуострове, используются рядом заводов, причем глинозем, получаемый из этого сырья, стоит не дороже глинозема из бокситов [7].

Щелочные породы, как и встречающиеся вместе с ними карбонатиты, весьма часто содержат шпирь богатых апатитом пород. Хорошо известны знаменитые апатит-нефелиновые руды Хибинских месторождений, открытые экспедициями акад. А.Е. Ферсмана еще в двадцатые годы. В тридцатых годах была начата эксплуатация этих месторождений; до сих пор они снабжают наше сельское хозяйство фосфорным удобрением и в больших количествах дают апатит на экспорт. Добыча апатита организована и в ряде других месторождений, отличных от Хибинского. В перспективе особенно интересны нельсониты — магнетит-апатитовые породы. Они могут представлять интерес не только как источник апатита, но и как железная руда для черной металлургии. В этих рудах может быть встречен ряд минералов, содержащих циркон, редкоземельные элементы, титан и другие.

Древние щиты занимают довольно большие территории, и страны, расположенные на них, обычно не располагают месторождениями карбонатных пород. Для этих районов карбонатиты могут представить интерес как известковое вяжущее, как сырье для цемента, для известкования почв и для других целей. Геологи должны учитывать возможность получения известкового сырья за счет карбонатитов. С карбонатитами могут быть связаны месторождения барита, флюорита и флогопита [25].

В некоторых участках древних щитов наряду с архейскими кристаллическими образованиями встречаются породы, первоначальная осадочная природа которых не вызывает сомнений. Это различные кварциты и кальцитовые мраморы, кальцифиры, в ряде случаев весьма богатые силикатным материалом. К этим образованиям, обычно интенсивно импрегнированным гранитным магматическим материалом, приурочены многочисленные полезные ископаемые. Эти породы эксплуатируются следующим образом: кварциты служат строительным материалом, естественным абразивом и во многих случаях — диасовым сырьем; кальцитовые мраморы используются как цементное и известковое вяжущее, а также как строительный и облицовочный материал. Например, станция московского метро "Баррикадная" облицована розовым, очень похожим на гранит мрамором из месторождения Буровщина в Забайкалье. К древним кальцифирам приурочены комплексные месторождения графита, флогопита и гранат-волластонитовые месторождения [15]. Гранат-волластонитовые месторождения широко эксплуатируются в США. У нас в Союзе такие месторождения выявлены в последние годы близ города Слюдянка на Байкале и на Алданском щите.

Весьма интересным полезным ископаемым древних щитов, которое можно легко освоить, является драгоценный камень. Уже говорилось о многих драгоценных и поделочных камнях, связанных с пегматитовыми жилами и с их контактами с ультрабазитами. В древних гнейсах и магматитах часто встречается гранат [13] — весьма перспективный абразив. Местами он образует хорошо сформированные кристаллы и может служить ювелирным сырьем. В районе Байкала и на Памире в СССР, в Афганистане и в Канаде в толще древних мраморов найден лазурит, связанный, очевидно, с изменением древних эвапоритовых толщ [16, 17]. В тех же толщах встречены рубин и сапфир.

Специального рассмотрения и поисков заслуживают алмазные месторождения. Видимо, главная масса алмаза связана со своеобразными кимберлитовыми породами, которые по своему характеру близки к щелочным породам и карбонатитам. Кимберлиты обычно залегают в форме "трубок" — изометрических тел, обычно небольших поперечных размеров, глубинного происхождения. Такие кимберлитовые трубки, секущие древние породы щитов и несущие алмаз, известны во многих районах [31].

Кроме коренных месторождений, источником различных драгоценных камней могут быть их россыпи. Они легче разрабатываются, чем коренные месторождения, а кроме того, в россыпях концентрируются лучшие камни, так как все трещиноватые кристаллы в процессе перебива разбиваются [21].

Следует отметить большое значение мощных кор выветривания, образующихся на древних щитах, с которыми связаны очень многие полезные ископаемые: каолины, огнеупорные глины, стекольные пески, полевощпатовое сырье, магнезит и ряд других полезных продуктов.

Часто неметаллические полезные ископаемые малотранспортабельны, и поэтому многие их виды должны рассматриваться как местное сырье. Используются такие ископаемые в очень больших количествах, имеют огромное значение для народного хозяйства, поэтому изучение их крайне важно.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аугина Л.К., Петров В.П.* Генезис антофиллит-асбестовых месторождений Сыертского района. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магматическими комплексами и вулканами. М.: Наука, 1978, с. 5—38.
2. *Беликов Б.П., Петров В.П.* Облицовочный камень и его оценка. М.: Наука, 1977, с. 1—139.
3. *Белянкина Е.Д., Гурьева Э.Я., Игнатова М.Д.* и др. Генезис и типизация промышленного мусковита. — Тр. ИГиН АН СССР, 1958, вып. 12, с. 1—153.
4. *Богатиков О.А., Суханов М.К.* Анортозиты — источник глинозема. — В кн.: Новые небокситовые виды глиноземного сырья. М.: Наука, 1982, с. 45—51.
5. *Быков А.Д.* Основные типы сырья для производства кристаллического кремния и алюмокремниевых сплавов и требования к качеству этих руд. — В кн.: Новые небокситовые виды глиноземного сырья. М.: Наука, 1982, с. 243—248.
6. *Гинзбург А.И., Родионов Г.Г.* О глубинах образования гранитных пегматитов. — Геология руд. месторождений, 1960, № 1, с. 45—54.
7. *Данциг С.Я., Андреева Е.Д., Пивоваров В.В.* и др. Геолого-минералогические предпосылки использования новых месторождений и видов глиноземного сырья Сибири и дальнего Востока. — В кн.: Новые небокситовые виды глиноземного сырья. М.: Наука, 1982, с. 228—231.
8. *Добрецов Н.Л.* Минералогия, петрология и генезис гипербазитов и альбититов хр. Борус (Западный Саян). — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1963, т. 1, с. 242—316.
9. *Жидков А.Я.* Типизация и распределение калийно-глиноземных руд в Сынырском щелочном массиве. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 5, с. 1140—1143.
10. *Козырев В.В.* Геолого-экономическая оценка месторождений полевощпатового сырья. — Тр. Гипроиниумметаллоруд, 1970, вып. 4, 253 с.

11. Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. М.: Наука, 1965. 150 с.
12. Крамаренко Н.К. Фазовый состав, пластинчатое строение и иризация плагиоклазов. Киев: Наук. думка, 1975. 105 с.
13. Лавров Д.А., Каневский А.Я., Гордеев Ф.М. Абразивные гранаты Украины. Новые виды: неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 90—94.
14. Лазаренко Е.К., Павлишин В.И., Латыш В.Т., Сорокин Ю.Г. Минералогия и генезис камерных пегматитов Волыни. Львов: Вища шк. 1973. 358 с.
15. Лицарев М.А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 6, с. 340—372.
16. Лицарев М.А. Лазурит, его генезис и сырьевая база. — В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезные ископаемые. М.: Наука, 1973, с. 62—80.
17. Лицарев М.А., Виноградов В.И., Кулешов В.Н. О солености раннедокембрийских отложений ваханской серии (Юго-Западный Памир). — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 6, с. 1425—1428.
18. Магидович В.И., Финько В.И. Фарфоровые камни. Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 46—62.
19. Месторождения хризотил-асбеста СССР. М.: Недра, 1967, с. 1—511.
20. Москалева В.Н. Жадиты — В кн.: Драгоценные и цветные камни как полезное ископаемое. М.: Наука, 1973, с. 81—87.
21. Павлов И.Д. Россыпи — важный источник цветных камней. — В кн.: Пути повышения эффективности поисковых работ на пьезооптическое и камнесамоцветное сырье. М.: Наука, 1982, с. 65.
22. Петров В.П. Тальк как минерал и полезное ископаемое. — Тр. ИГЕМ, 1961, вып. 63, с. 3—16.
23. Петров В.П. Теория генезиса пегматитовых жил в свете данных Д. Кеннеди о системе кремнекислота—вода. — Тр. ВНИИСИМС, 1969, т. 11, с. 23—27.
24. Петров В.П. Магма и генезис магматических пород. М.: Недра, 1972. 135 с.
25. Петров В.П. Новые виды и новые пути использования неметаллических полезных ископаемых. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 5—24.
26. Петров В.П. Глинозем и его поведение в природных процессах. — В кн.: Новые небокситовые виды глиноземного сырья. М.: Наука, 1982, с. 7—14.
27. Ревнивцев В.И., Кропанев С.И., Песков В.В. Методы разделения калиевых и натриевых полевых шпатов. — Тр. Уралмеханобра, 1964, вып. 11.
28. Секерин А.П. К вопросу образования нефрита. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 90—95.
29. Смирнов М.Н., Сизяков В.М. Комплексная переработка нефелиновых руд с получением глинозема, соды, поташа и цемента. — В кн.: Нефелиновое сырье. М.: Наука, 1978, с. 163—167.
30. Токмаков П.П. Сырьевые ресурсы и использование взримикулита. — В кн.: Неметаллические полезные ископаемые, связанные с магниезальными комплексами и вулканами. М.: Наука, 1978, с. 103—123.
31. Трофимов В.С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М.: Недра, 1967, с. 1—298.
32. Шмакин Б.М. Мусковитовые и редкометалльно-мусковитовые пегматиты Индии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 1, с. 63—71.
33. Якшин И.С. Метасоматиты нефритоносных гипербазитовых массивов Восточного Саяна. — Сов. геология, 1981, № 3, с. 100—104.
34. Ashby G. Minerals in the foundry industry. — Ind. Miner., 1978, N 124, p. 29—43.
35. Beckins K. Olivene: its properties and uses. — Ind. Miner. Febr., 1970, p. 22—27. Norwegtan olivene Ind. Miner. Feb., 1970, p. 11—22.
36. Herz N. Titanium deposits in anorthosite massif. Geology and resources of titanium. — Geol. Surv. Profers. Pap., 1976, N 959, p. D 1—D 6.

ГЕОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ ИНДИИ

Так же как и во многих частях мира, в Индии в ранние времена алмазы добывались в основном из аллювия. Большинство этих месторождений в настоящее время почти исчерпаны. Наиболее перспективными на современном этапе представляются докембрийские алмазоносные месторождения, прежде всего первичные кимберлитовые тела, а также горизонты конгломератов, находящиеся в некоторых осадочных формациях.

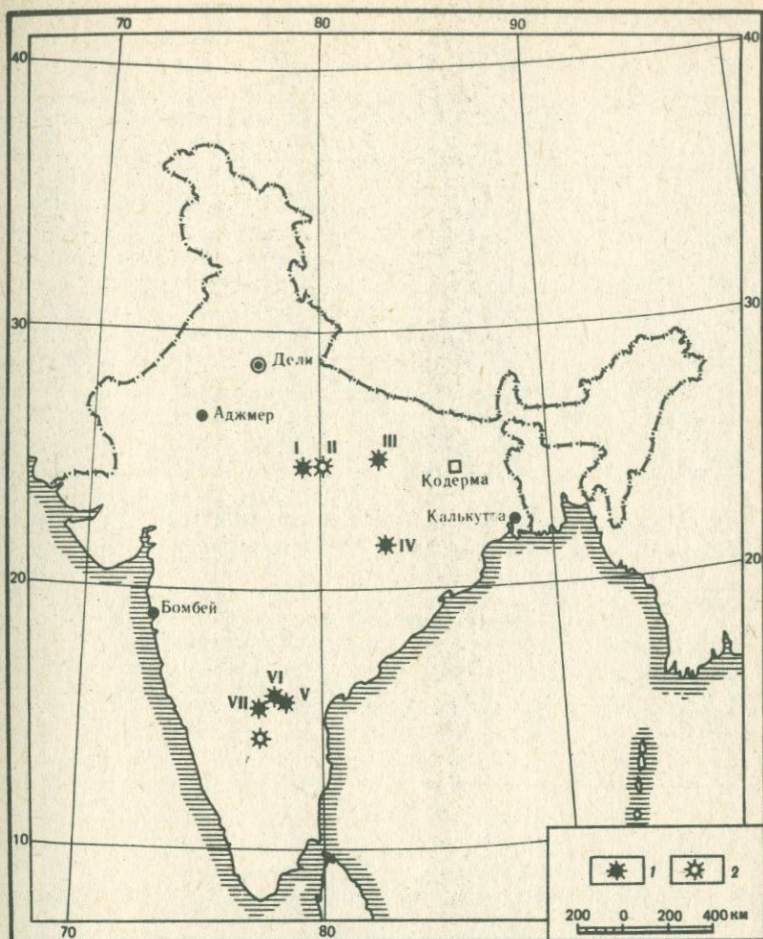
Кимберлиты обнаружены в трех районах (рис. 1). Наиболее ранние находки кимберлитов сделаны в районе Анантапурам, Андхра-Прадеш. Здесь кимберлиты выявлены примерно одновременно с их открытием в Южной Африке. Второй район — Бунделькханд в Центральной Индии, где кимберлиты известны в округах Панна и Чхатарпур, Мадхья-Прадеш. Третьим районом является район Джангел в округе Мирзапур штата Уттар-Прадеш, открытый в последние годы.

Алмазосодержащие конгломераты представлены в двух поясах. В южном поясе конгломераты находятся в толще кварцитов Банганапамс группы Курноол. Эти конгломераты наиболее представительны. Они встречаются главным образом в округах Кадапа, Курноол и Кришна штата Андхра-Прадеш. В Бунделькханде представлено несколько горизонтов конгломератов, связанных с различными формациями группы Ревах супергруппы Виндхиан. Продуктивные пласты, по-видимому, развиты только в округах Панна и Сатна штата Мадхья-Прадеш. Наличие алмазоносных конгломератов предполагается в Самбалпуре штата Орисса.

Кимберлиты района Анантапурама. В течение последних лет, почти с того времени, когда К. Левис в 1847 г. ввел термин "кимберлит" для алмазоносной породы в Южной Африке, кимберлитовая диатрема известна в Ваджракаруре в Южной Индии ($15^{\circ} 01'$ с.ш.; $77^{\circ} 23'$ в.д.). Но только геофизические и геологические исследования Геологической службы Индии, начавшиеся в 1961—1962 гг., позволили выявить еще пять кимберлитовых тел в этой районе. Эти интрузивные тела залегают среди пород архейского комплекса Пенинсула, представленных роговообманковыми гнейсами, слоистыми гнейсами, гранулитами, розовыми гранитами, пересекаемыми долеритовыми дайками, пегматитами и кварцевыми жилами.

В средней части района обнажаются метавулканиды и метаосадочные породы Дарварской группы. Некоторые кимберлитовые тела выходят на поверхность, другие перекрыты почвенным слоем различной мощности. Поиски в таких местах продолжаются, и вполне вероятно, что некоторые более крупные тела будут обнаружены в будущем.

Диатрема в Ваджракаруре может быть определена как трубка 1 (рис. 2). Деревня с указанным названием фактически находится на ней. Закартировано 4 широких, овальных пятна — выходы кимберлитов, проявляющихся на поверхности; геофизические исследования показали, что эти пятна, соединенные вместе, образуют вытянутую в северо-восточном направлении диатрему свыше 1100 м длиной и 60—180 м шириной. Здесь выявлены выветрелые голубовато-серые породы со следами сфероидальной текстуры [19]. Под действием атмосферных агентов породы приобретают зеленовато-голубой цвет. В них содержатся ветвистые карбонатные жилы и прожилки. Порода состоит в основном из серпентина, боулингита или ксилотина, вторичного амфибола, хлорита и цеолитов, подобных прениту.



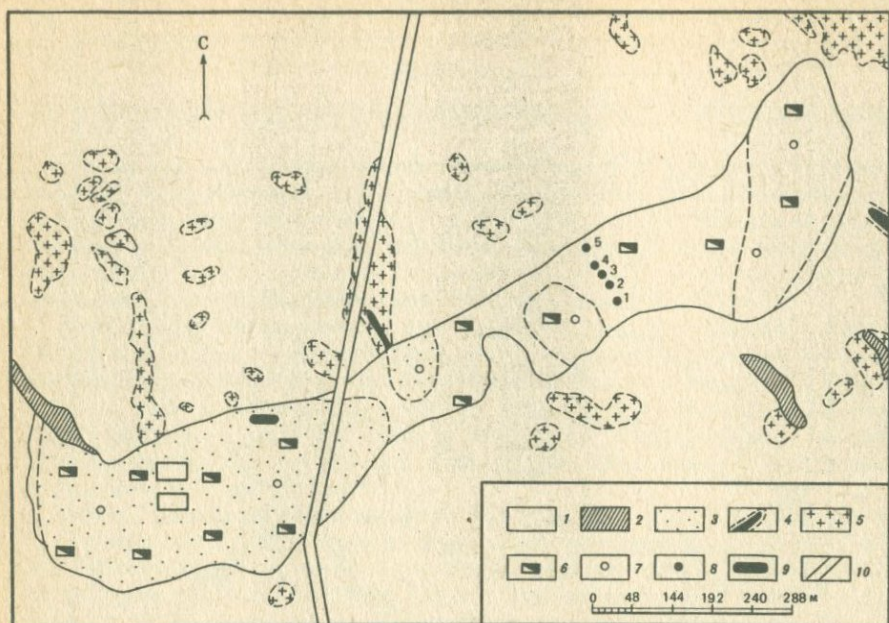
Р и с. 1. Схема размещения алмазоносных районов Индии

1 — кимберлиты, 2 — диатремы

Районы: I — Ангор, II — Панна, III — Джаигел, IV — Маханди, V — Кришна, VI — Курноол, VII — Ваджракарур

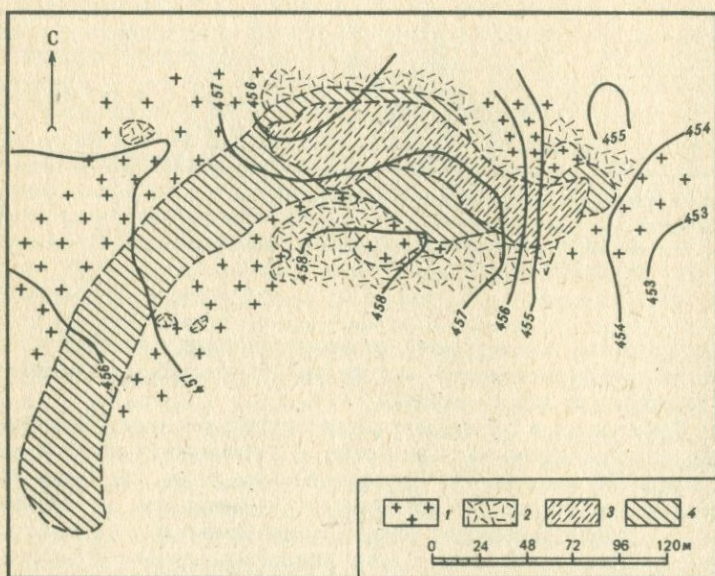
Изредка встречаются также оливин, авгит, плагиоклаз, ильменит и окислы железа, судя главным образом по форме псевдоморфоз серпентина и хлорита, замещающих эти минералы.

Трубка 2 находится в 3,2 км восточнее первой; она имеет серповидную форму, обращенную выпуклостью на север. Максимальная длина ее сечения 300 м, ширина 70 м (рис. 3). Трубка сложена очень твердыми микрокристаллическими породами, состоящими в основном из серпентина, заместившего оливин, и окислов железа, заключенных в скрытокристаллическую массу. Гранат, боулингит или ксилотил, иддингсит, ильменит и карбонаты встречаются в небольших количествах [19]. П. Керстеном и Д. Пулем в этой трубке отмечены также оливин, флогопит, хлорит и апатит [9]. Данные ДТА показывают, что хлорит преобладает над серпентином.



Р и с. 2. Схематическая геологическая карта трубки № 1, Ваджракарур

1 — почвенный покров; 2 — кремнистые сланцы, кварциты; 3 — кимберлиты; 4 — пегматиты; 5 — розовые граниты; 6 — шурфы; 7 — буровые скважины; 8 — профиль опробования; 9 — старые выработки; 10 — дорога



Р и с. 3. Схематическая геологическая карта диатремы № 2, Ваджракарур

1 — гнейсы, перекрытые; 2 — обнажения гнейсов; 3 — выходы кимберлитов; 4 — скрытые кимберлиты

Хлорит, вероятно замещающий оливин, составляет основную часть упоминаемого "иддингсита".

Трубка 3 находится в 1 км восточнее деревни Латтаварам; у нее чечевицеобразная форма с наибольшей длиной 75 м и шириной 25 м; она перекрыта отложениями аллювия около 50 м мощностью.

Трубка 4 расположена еще на 600 м к востоку; она проявляется на поверхности в виде яйцевидного обнажения 250 м длиной и 130 м шириной. Эти трубки обладают простым составом. Они состоят из стекла, карбонатов, окислов железа, флогопита (?), хлорита, серпентина и иддингсита, в которых находятся мелкие вкрапленники оливина, реже энстатита и розового граната (пироп). Кроме того, обнаружены глинистые минералы (по плагиоклазу), бесцветный гранат (родолит?) и ильменит [19]. Дж. Акелла с соавторами отмечают в породах трубки 3 наличие богатой магнетитом шпинели, а также в небольших количествах монтичеллита и пектолита [1]. В образце этого кимберлита, исследованном Р. Крестеном и Д. Паулом [9], обнаружены серпентин (более чем две трети по весу), кальцит, вермикулит; в противоположность другим кимберлитам Анантапура здесь не наблюдался оливин. Кривые ДТА соответствуют кривым, полученным для чистого серпентина.

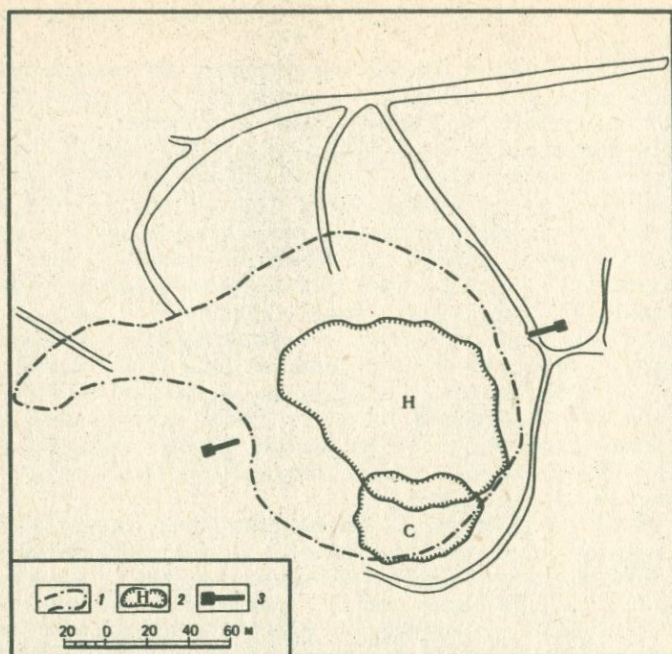
Дж. Акелла и его соавторы [1] исследовали также породу из трубки 4, которая содержит фенокристаллы оливина (в основном серпентинизированного) и иногда граната. Другие наблюдавшиеся фазы — ильменит, сфен и перовскит. Основная масса состоит преимущественно из серпентина, кальцита, в меньших количествах — флогопита, шпинели и ильменита. Примечательно отсутствие никель-сульфидной фазы в серпентинитах. П. Крестен и Д. Пауль [9] изучали породы этой трубки рентгеновскими и термическими методами. Установлено, что они содержат оливин, кальцит, флогопит, серпентин, хлорит и плотную разновидность палыгорскита. Этот кимберлит не содержит вермикулита в отличие от кимберлита из области Панна или трубки 3.

Трубка 5 была обнаружена во время систематического геологического картирования вблизи Мулигирипалле. Она представлена дайкообразным телом около 4 м шириной и длиной почти 250 м. Это тело сложено очень плотной, твердой меланократовой породой синевато-черного цвета. В составе породы преобладают оливин и флогопит. Оливин обычно встречается в виде идиоморфных зерен, включенных в тонкозернистую массу серпентина и карбоната. Наблюдаются также микрофенокристы клинопироксена. Аксессуары — перовскит, слюды и рудные минералы, в основном магнетит (М. Кришна Мурти, 1980 г., личное сообщение).

Трубка 6 группы Ваджракарур, имеющая почти круглое сечение с диаметром в 250 м, состоит до глубины 43 м из сильно выветрелой "желтой земли", а затем из "синей земли" до глубины 280 м, на которой было закончено бурение. Породы сильно брекчированы, обладают порфировой структурой. Последняя обусловлена псевдоморфозами оливина в основной массе серпентина и карбоната. Здесь отмечаются и аксессуарные гранат, хромдиопсид, шпинель и ильменит. Оливин обычно замещается серпентином и местами иддингситом (М. Кришна Мурти, 1980 г., личное сообщение).

Помимо кимберлитов, вблизи Челимы (15° 27' с.ш.; 78° 42' в.д.) в округе Курнол развиты дайки пород промежуточного состава: от кимберлитов к карбонатитам. Они прорывают формуацию Кумбам супергруппы Куддапах. Судя по большому количеству древних заброшенных шурфов, дайки алмазоносны.

С. Сен и Н. Рао первыми описали эти интересные дайки [20]. Они состоят из серпентина, биотита, флогопита, ильменита, магнетита, апатита, рутила



Р и с. 4. План алмазного рудника Маджгаван

1 — границы трубки; 2 — контуры карьеров (С — старого, Н — нового); 3 — шахты

(?), перовскита, карбонатов, лейкоксена, хлорита и кварца. Серпентин, видимо, замещает оливин, а позже замещается карбонатом. Очень мелкие кристаллы алмаза размером меньше 0,01 мм наблюдались в одном из прозрачных шлифов. Исследование двух образцов дайки методом рентгеновской флюоресценции, проведенное доктором Т. Дином (Институт геологических наук, Лондон), показало присутствие некоторых рассеянных элементов: Ва, Zr, Nb, Sr, Rb, Zn, Ni и Cr. Согласно И. Ловрингу [6], дайки Челимы очень похожи на вольгидит из трога Фитцрой в Северо-Западной Австралии.

В целом кимберлиты Анантапура можно классифицировать как базальтовые производные. Примечательным минералом этих кимберлитов является гранат, образующий существенную часть типичных кимберлитов, однако сфера нахождения его ограничена. Следует отметить, что гранат очень редок в кимберлитах района Панна.

Кимберлиты района Бунделькханд. Три кимберлитовых тела установлены в районе Бунделькханд. Два из них расположены близко друг от друга, на 19 км юго-западнее города Панна. Они прорывают кварциты Дхандраул группы Каймур супергруппы Винхиан. Третье, находящееся на 100 км западнее двух первых, локализуется на территории гранитов Бунделькханд.

С давних времен древние горняки района Панна добывали алмазы из желтоватого ила, найденного в Маджгаван ($24^{\circ}38'$ с.ш.; $80^{\circ}02'$ в.д.) (рис. 4). К. Синор [21] рассматривал этот желтый ил как аналог "синей земли" Кимберли в Южной Африке, но вместо того, чтобы связывать его с кимберлитами, отнес его к агломератовому туфу. Рассматриваемая диаграмма имеет грушеобразную форму на поверхности. Длинная ось ее составляет около

490 м, а в наиболее широкой части ее поперечное сечение 305 м (см. рис. 4). Эта кимберлитовая диатрема, являющаяся единственной промышленной в Индии, отрабатывается систематически с регулярной и выдержанной продукцией. В настоящее время она разрабатывается открытым способом, но с увеличением глубины предполагается перейти на подземную отработку. Алмазонасные породы представлены здесь кимберлитовой брекчий, состоящей главным образом из серпентина, развивающегося по оливину, с подчиненным флогопитом, хлоритом, карбонатными минералами, магнетитом, ильменитом, гематитом, лейкоксеном, иджингситом и перовскитом. Гранат очень редок, и в этом отношении Маджхгаван и другие породы диатрем Бунделькханда не похожи на типичные кимберлиты. Основная масса породы плотная и тонкозернистая. В верхнем сечении трубка состоит из светло-зеленых пород, которые пересечены многочисленными субгоризонтальными кальцитовыми жилами и прожилками; их количество уменьшается с глубиной, и в конце концов они исчезают.

Термическое и рентгеновское изучение образцов с поверхности и подземных горных выработок рудника Маджхгаван, проведенное П. Крестеном и Д. Паулом [9], показало, что наиболее распространенными минералами являются вермикулит, серпентин, хлорит, соотношения которых изменяются; в некоторых образцах часто встречаются флогопит и смектит. Один образец содержит небольшое количество палыгорскита.

Во время картирования в районе Панна автор пришел к выводу, что, помимо трубки Маджхгаван, в районе должны быть несколько других трубок [10]. Геофизические исследования, выполненные впоследствии Геологической службой Индии, выявили другую диатрему в Хиноте, на 3 км северо-западнее Маджхгаван. Эта трубка грубоовальной формы протягивается приблизительно с северо-запада на юго-восток; две оси составляют 215 и 180 м. Трубка, по-видимому, с глубиной склоняется к востоку (рис. 5). Слагающие ее породы можно отнести к базальтовым кимберлитам, отчасти к их слюдистым разновидностям и кимберлитовой брекчии.

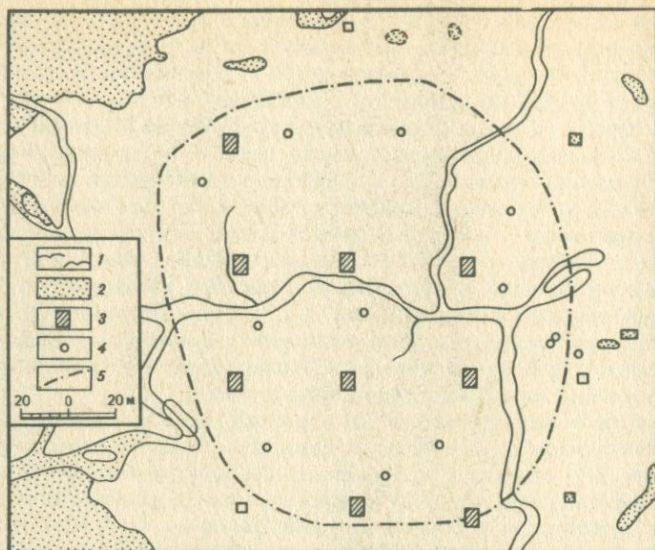
Во время систематического геологического картирования А. Джигрен и Б. Пури [8] наблюдали выходы кимберлитовой породы близ ручья Ангора ($24^{\circ}44'$ с.ш.; $79^{\circ}25'$ в.д.). Этот участок находится в 26 км юго-восточнее от Чхатарпура. Кимберлиты окружены гранитами Бунделькханд. Они слагают несколько тел. Размеры наибольшего из них — 450 м (рис. 6).

Трубка Ангор характеризуется изменчивым составом. Перидотиты нижних уровней переходят через оливиновые пироксениты к богатому пироксеном габбро на верхних уровнях. Эти породы обладают отдаленным сходством с кимберлитами, но являются алмазонасными.

Кимберлиты района Джангел. Обнаружение кимберлитов в долине Джангел, на территории, где никогда не отмечалось наличие алмазов, является значительным геологическим открытием последних лет. Геофизические исследования Геологической службы Индии привели к выявлению здесь пяти эллипсоидных неккообразных тел. Они называются (с востока на запад): Джангел Восток, Джангел Некк-I, Джангел Некк-II, Джхаркхаура Некк-I и Джхаркхаура Некк-II.

Петрологическое изучение показало, что Джангел-I и Джангел Некк-II являются кимберлитовыми эффузивами [5]. Долина Джангел находится в 32 км северо-западнее Обры в районе Мирзапур Уттар-Прадеша. Кимберлитовые тела находятся в основных и ультраосновных породах, залегающих среди полосчатых и гематитовых джаспероидов, кварцитов, филлитов (формация Агори) и филлитов, сланцев, кварцитов, брекчий и конгломератов (формация Парсой).

Породы верхней части трубок выветрелы и очень рыхлые. Преобладает

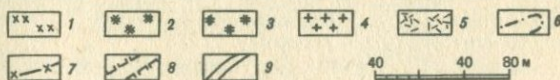
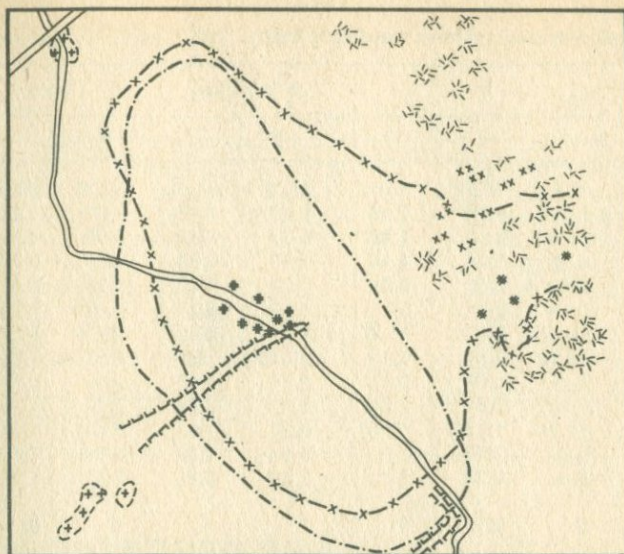


Р и с. 5. Схематическая геологическая карта диатремы Хинота, алмазоносное поле Панна

1 — почвенный покров; 2 — кварциты Дхандраул; 3 — места отбора образцов; 4 — буровые скважины; 5 — граница диатремы

серпентиновая глина, содержащая тремолит, актинолит, магнетит, ильменит, кальцит и шпинель. Так же как в трубках других областей Индии, здесь развиты секущие жилы и прожилки кальцита; отмечены также жилы асбеста. Свежие породы в керне буровых скважин имеют порфировую структуру. Они состоят из магнетита, ильменита и стекловатого материала, находящегося в серпентинитовой основной массе. Отмечаются псевдоморфозы серпентина по оливину, но неизменный оливин отсутствует. Наблюдались также ксилотил и боулингит, замещающие оливин.

Ксенолиты в кимберлитовых диатремах. Большинство кимберлитовых диатрем Индии содержит ксенолиты окружающих пород. Наибольшее научное значение имеют ксенолиты пород верхней мантии, вынесенные кимберлитовой магмой. Такие ксенолиты неизвестны в трубках Бунделькханда, но некоторые ксенолиты этого типа обнаружены в нескольких диатремах Анантапура. Согласно Н. Рао и П. Фадтару [19], они подразделяются на два вида: эклогит и перидотит. Некоторые эклогитовые ксенолиты представляют собой твердые, плотные, грубозернистые породы; они состоят из пироксена травянисто-зеленого цвета (омфацита?), в котором находятся кристаллы темно-красного граната (пироп/альмандин), бесцветный гранат (родолит?), окислы железа, вторичный биотит и кальцит. Обнаружены также обломки рыхлых грубозернистых эклогитов; они состоят из зеленого клинохлора (омфацита?), бледно-розово-красного граната (родолита?) и подчиненного оливина и окислов железа. Минералы замещаются хлоритом или серпентином. Ксенолиты перидотита среднезернистые и содержат только оливин и энстатит. Оба минерала пересекаются прожилками серпентина. Эти минералы очень свежи по сравнению с минералами в окружающей кимберлитовой породе. Размер таких ксенолитов менее 6 см. Ксенолиты эклогита были выявлены в трубке 3, а перидотитовые — в трубке 4. Обе трубки находятся в районе Латтаварам.



Р и с. 6. Схема трубообразного тела, сложенного ультраосновными породами в районе Ангор

1 — выходы габбро; 2 — выходы пироксенитов; 3 — выходы гарцбургитов; 4 — выходы грубозернистых гранитов; 5 — гнейсы; 6 — геофизически установленный контур тела; 7 — предполагаемый контур тела; 8 — траншеи; 9 — дороги

Ксенолиты пород, богатых магнетитом, упоминаемые П. Чаттопа и К. Венкатараманом [5] в кимберлитах Джангел, могут принадлежать к этому же типу, но, помимо фотографии, детальные описания их отсутствуют.

Петрохимические особенности кимберлитовых пород. Химическая характеристика кимберлитовых пород Индии сходна с кимберлитами других районов мира. Различия состава кимберлитов базальтового и слюдяного типов проявляются в анализах кимберлитов из двух основных областей Индии. Следует, однако, подчеркнуть, что химический состав кимберлитов обычно изменяется в широких пределах (табл. 1). В породах Анантапурама содержится несколько меньше TiO_2 , суммарного Fe, P_2O_5 и H_2O , но больше CaO и MgO, чем в Бунделькханда. Повышенные содержания извести здесь, как и в Маджгаване, объясняются развитием кальцитовых жил.

Кимберлиты Джангел обладают сходным составом, но содержание суммарного железа в них значительно выше, чем в кимберлитах из других тел, содержание извести довольно низкое, а количество P_2O_5 более близко к образцам из Бунделькханда. Можно отметить, что в целом химический состав различных трубок из трех провинций Анантапурама, области Панна и Джангел является сходным.

Интересны данные по содержаниям урана и тория. А.Акимов и Г. Семенов [2], изучавшие содержание радиоактивных элементов в якутских кимберлитах Советского Союза, показали, что кимберлиты обычно более радиоактивны, чем вмещающие породы; существует связь между содержа-

Таблица 1

Химический состав индийских кимберлитов

Компонент	№ образца							
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	33,57	35,92	36,32	37,32	33,72	32,25	39,04	38,85
TiO ₂	5,47	4,96	7,48	1,68	2,45	1,62	1,25	1,83
Al ₂ O ₃	4,58	3,46	4,38	6,35	6,53	3,80	4,32	5,98
Fe ₂ O ₃	5,85	4,88	4,14	4,97	6,83	6,54	3,28	5,09
FeO	3,45	3,79	6,94	3,20	4,49	1,84	4,91	9,34
MnO	0,19	0,14	0,11	0,18	0,19	0,15	0,15	0,15
MgO	15,20	26,34	16,85	15,14	20,22	28,71	28,83	21,57
CaO	10,90	3,23	6,29	20,70	15,75	8,61	7,92	5,29
Na ₂ O	0,28	0,06	0,13	0,17	0,43	0,07	0,34	0,39
K ₂ O	0,18	0,81	1,55	0,11	2,04	0,71	1,10	0,16
H ₂ O (общ.)	11,71	13,56	10,01	6,24	6,42	11,74	7,04	8,48
P ₂ O ₅	0,85	2,10	2,79	1,05	0,72	0,55	0,52	1,37
CO ₂	7,45	0,39	3,01	2,89	0,21	3,41	1,30	0,77
Число образцов	5	20	7	2	4	4	5	6

Примечание. 1 — Маджхгаван (старый), 2 — Маджхгаван (новый), 3 — Хинота, 4 — Ваджракарур (трубка 1), 5 — Ваджракарур (трубка 2), 6 — Латтаварам (трубка 1), 7 — Латтаварам (трубка 4), 8 — Джангел.

Источники: 1 — данные [21] и автора, 2 — данные [18] и автора, 3—7 — [18], 8 — [5].

ниями тория и алмазов в кимберлитах; алмазоносные кимберлиты характеризуются низким отношением Th/U — от 3 до 4, тогда как безрудные кимберлиты характеризуются высокими значениями этих отношений — от 15 до 20. Эти параметры могут оказаться очень хорошим критерием при поисках промышленных трубок в Индии. Они могут также использоваться для оценки продуктивных трубок, при отработке которых могут определяться богатые и бедные участки.

В анализах кимберлитов трубки Маджхгаван получены значения $2,36 \times 10^{-4}$ % урана и $12 \cdot 10^{-4}$ % тория [14]. Отношение Th/U = 5,1. Это указывает на малую перспективность диатремы Маджхгаван. Исследование, проведенное Д. Паулом с соавторами [16] для кимберлитов Панна, дало следующие результаты:

Маджхгаван (8 обр.)	Th	17,41—54,53 · 10 ⁻⁴ % (среднее 27,73 ppm)
	U	2,79—3,76 ppm (среднее 3,15 ppm)
	Th/U	5,84—16,63 (среднее 8,80)
Хинота (2 обр.)	Th	19,47—25,27 ppm (среднее 22,37 ppm)
	U	2,87—3,69 ppm (среднее 3,13 ppm)
	Th/U	6,78—6,85 (среднее 6,82)

Образцы из диатремы Маджхгаван показывают широкий разброс отношений Th/U: 6 образцов дают в среднем 6,74, что близко крайним верхним значениям этих отношений в алмазоносных кимберлитах и согласуется с результатами Дж. Маргана и Дж. Ловеринга [14]. Два образца, которые дают высокие отношения — 13,29 и 16,63, могли быть как раз из безрудных частей диатремы. Но это является только предположением, так как определение содержания алмазов в образцах, проанализированных на Th и U, не проводилось.

Таблица 2

Содержания тория и урана и Th/U отношение кимберлитов (в ppm)

Район	Компонент	[7]	[16]
Ваджракарур	Th	12,3–23,5 (ср. 17,9)	22,35–60,44 (ср. 35,56)
	U	0,54–0,75 (ср. 0,64)	3,44–3,64 (ср. 3,54)
	Th/U	22,8–31,3 (ср. 27,1)	6,50–17,27 (ср. 9,99)
Латтаварам	Th	15,5	14,02–25,45 (ср. 17,76)
	U	0,48	1,87–2,79 (ср. 2,24)
	Th/U	32,3	6,55–9,12 (ср. 7,93)
Челима	Th	26,3–26,0 (ср. 26,6)	38,25
	U	0,59–0,68 (ср. 0,63)	3,93
	Th/U	44,6–30,7	9,73

Примечание. По Ваджракаруру: [7] – 2 обр.; [16] – 4 обр.; по Латтавараму: [7] – 1, [16] – 5; по Челиме: [7] – 2, [16] – 1.

Таблица 3

Содержания рассеянных элементов (в ppm)

Компонент	Заджракарур (трубка)		Латтаварам (трубка)	Дайки Челимы
Na	4660	13140	780	460–550
Ka	6198	7257	4572	2806–3059
Pb	103	432	302	201–139
Cs	0,18	1,5	1,0	6,1–2,5
Mn	2280	1070	1330	1380–1380
Sc	12,5	27,6	31,3	17,9–22,6
Na/K	0,75	1,81	0,17	0,16–0,18
K/Pb	60	17	15	14–22
(K/Cs) × 10 ⁴	3,44	0,48	0,46	0,05–0,12

Анализы кимберлитов Анантапурама, выполненные двумя группами исследователей, сильно различаются (табл. 2) [7, 16]. Первая группа [7] использовала обычный нейтронно-активационный анализ, в то время как вторая [16] – активацию замедленных нейтронов, обеспечивающую точность 1,5% для U и 5% для Th. Видимо, эти данные являются более надежными. Неудивительно, что содержания и отношения Th и U в этих кимберлитах столь различны. Образцы, очевидно, были взяты из различных диаметров. Более низкие отношения говорят о том, что они получены для образцов из алмазосодержащих трубок или частей трубок, но это предположение нельзя проверить.

В кимберлитах из Латтаварамы установлены средние значения отношения Th/U с небольшим разбросом, что можно рассматривать как подтверждение низких содержаний алмазов.

Отношения Th/U, полученные для породы Челимы, так различаются, что невозможно судить об алмазосодержании последних по этим отношениям. Тем не менее исследования в этом направлении при систематическом и тщательном их выполнении могут позволить сделать ряд интересных выводов.

Таблица 4

Содержания редкоземельных элементов в кимберлитах (в ppm)

Элемент	Слюдистый кимберлит Бунделькханда	Базальтовый кимберлит Анантапурама
La	71–192 (155)	60–143 (97,6)
Ce	138,1–508,8 (382)	122,5–249,4 (174,2)
Nd	78,7–241,9 (180)	46,4–95,3 (64,3)
Sm	22,2–39,7 (29,4)	16,6 (1 обр.)
Eu	5,0–9,1 (6,4)	2,0–4,4 (2,9)
Gd	8,0–17,8 (13,6)	3,7–7,8 (5,5)
Tb	1,32–2,68 (1,99)	0,81–1,79 (1,19)
Yb	0,98–2,21 (1,62)	0,60–1,38 (0,96)
Lu	0,01–0,29 (0,16)	0,07–0,15 (0,11)
La/Yb	39,7–159,2 (104,6)	71,6–166,7 (106,7)
Ce/Yb	77,2–391,4 (202,9)	129,0–254,9 (186,7)
Sm/Eu	4,2–5,1 (4,55)	3,8

Примечание. В скобках приведены средние содержания и отношения.

Полезная информация получена также при изучении рассеянных элементов [7] (табл. 3).

Имеются данные и по распространению некоторых других рассеянных элементов в кимберлитах группы Панна, а также Анантапурама [17] (в скобках приведены средние значения в ppm):

	Ba	Hf	Ta
Анантапурам (4 обр.)	1370–5380 (3157)	2,8–5,4 (3,9)	7,5–15,2 (11,0)
Панна (7 обр.)	680–7760 (3634)	16,7–29,7 (23,9)	10,1–16,8 (13,8)

Приведенные данные показывают, что базальтовые кимберлиты Анантапура и слюдяные кимберлиты Панна существенно отличаются лишь по содержанию гафния.

Содержания редкоземельных элементов в кимберлитах, представленных диатремами из двух главных областей Индии, определены Д. Паулем и соавторами [17] (табл. 4). Приведенные данные выявляют четкие различия в распределении редкоземельных элементов в двух типах кимберлитов. Содержания этих элементов изменяются также от трубки к трубке в базальтовых кимберлитах района Анантапурама, связанных, очевидно, с одним источником. Подобные изменения в большем количестве образцов Маджжгавана, с другой стороны, свидетельствуют, что такие различия кимберли-

тов одной "группы" могут быть обусловлены вторичным фракционированием [17].

Содержания фтора и хлора в индийских кимберлитах в различных провинциях также неодинаковы. В кимберлитах Анантапурама среднее содержание фтора 0,183% и хлора 0,017% с отношением F/Cl 13,6. Эти значения ниже, чем в кимберлитах Панна, которые содержат F — 0,492%, 0,023% Cl с отношением F/Cl 21,4. Значение отношения содержаний P_2O_5 в кимберлитах Анантапура значительно ниже такового в кимберлитах Панна. Содержание палладия, индия и золота в индийских кимберлитах по данным [15] приведены ниже (в ppm):

	Pd	Ir	Au	Pd/Ir
Ваджракарур	1,3	0,49	17	2,7
Латтаварам	2,3	1,5	43	1,5
Маджхгаван (поверхность)	4,3	1,5	2,3	2,9
Маджхгаван (подземный горизонт)	4,1	5,9	24	0,7

Возраст кимберлитов. Калий-аргоновый возраст пород из нескольких кимберлитов в районах Анантапурама и Панна был определен Д. Паулем и соавторами [18], получившими следующие результаты. Район Анантапурама: трубка 1 Ваджракарур — 840 ± 33 млн. лет, трубка 3 Латтаварам — 966 ± 38 млн. лет, трубка 4 Латтаварам — 1023 ± 40 млн. лет; район Панна: Маджхгаван, поверхностный горизонт — 974 ± 30 млн. лет и 1004 ± 40 млн. лет; Маджхгаван, подземный горизонт — 980 ± 39 млн. лет и 1120 ± 45 млн. лет; Хинота — 1170 ± 46 млн. лет. Эти цифры интерпретируются как самое позднее время внедрения. Возраст кимберлита из долины Джангел был определен (K/Ar)-методом в 919 ± 21 млн. лет [3]. Эти данные показывают, что все кимберлиты Индии, видимо, образовались примерно одновременно.

Возраст диатремы Мулигирипалле, определенный А. Крауфордом и В. Компстоном [6], по стронциевому отношению 0,704 прекрасно согласуется с изохроной кимберлитов Маджхгаван 1140 млн. лет. Возраст дайки Челима, определенный ими же, составляет 1225 млн. лет, несколько более древний, чем у других.

Из приведенных данных следует, что все индийские кимберлиты внедрились в докембрии, в узкий промежуток времени. Алмазоносные конгломераты также имеют докембрийский возраст. В области Панна имеются четкие доказательства более раннего образования двух диатрем по отношению к различным алмазоносным горизонтам конгломератов. Такие трубки могли быть источником алмазов для этих горизонтов. Несомненно, что большое число диатрем того же возраста скрыто под более молодыми осадочными породами и что они должны были поставлять материал для широко распространенных алмазоносных конгломератов. Кимберлитовые тела до сих пор не обнаружены в областях, покрытых конгломератами Банганалле, и проблема возможного источника алмазов в них остается открытой.

Алмазоносные конгломераты. В области Бунделькханд Мадхья-Прадеша алмазоносные конгломераты находятся в полосе длиной 80 км, протягивающейся в северо-восточном—юго-западном направлении от железнодорожной станции Маджхгаван ($24^{\circ}38'$ с.ш.; $80^{\circ}49'$ в.д.), в район Сатна до Керая ($24^{\circ}38'$ с.ш.; $80^{\circ}00'$ в.д.). Этот район очень хорошо известен как алмазоносное поле Панна. Алмазоносные конгломераты в этом поле встречаются в формации группы Рева (супергруппа Виндхиан). Здесь имеются три отчетливых стратиграфических горизонта, в которых они

находятся [11, 12]: 1) вблизи основания сланцев Джхири; 2) в кварцитах Итва; 3) вблизи верхней части кварцитов Караули. Все они очень небольшой мощности, их невозможно картировать даже как отдельные горизонты, тем более как формацию. Примечательно, что они не были обнаружены вне границ вышеупомянутой области, хотя формации, в которых они находятся, широко распространены в бассейне Виндхиан.

Один из наиболее в прошлом продуктивных слоев конгломератов находится в основании формации сланцев Джхири. Несколько сантиметров или метров сланцев обычно отделяют конгломераты от основания формации, но в некоторых случаях они залегают прямо на верхней части кварцитов Дхандраул, на приподнятых участках неровной поверхности, где не происходило отложения предшествующих сланцев. Обычная мощность этих конгломератов от нескольких сантиметров до 50 см; в редких случаях мощность доходит до 1,5 м (но не более) и в очень небольших участках обнажения. Иногда второй горизонт алмазоносных конгломератов встречается на несколько сантиметров выше первого. Цемент этого конгломерата имеет илистый облик и содержит много мелких галек и зерен, его обычная мощность всего 10–15 см. Конгломерат содержит окатанные и полукатанные гальки джаспероидов, кварца, кварцита (белого и темного), гематита, лимонита и какие-то глинистые агрегаты. Размер галек в среднем 10–15 см. Гальки заключены в кремнистый цемент. Этот конгломерат редко наблюдается в обнажении. Вблизи Панна он перекрыт сланцами изменчивой мощности, достигающей почти 20 м на руднике Шахидан; мощность пласта уменьшается к северу и юго-западу от Панна, где конгломерат подходит к поверхности, в то время как на юго-востоке, в уступах Ревах, мощность перекрывающих сланцев сильно увеличивается. Интенсивная разработка конгломератов, проходившая в прошлом, чрезвычайно затрудняет установление их действительных границ.

В кварцитах Итва алмазоносные конгломераты находятся в виде двух или нескольких пластов, что можно наблюдать в некоторых заброшенных шурфах, а также в отдельных обнажениях. Пласты конгломерата обычно 30–150 см мощностью. В некоторых шурфах наблюдаются прослойки песчаников, разделяющие конгломераты. Эти конгломераты по составу и по твердости очень сходны с крупногалечными конгломератами в сланцах Джхири. Здесь иногда наблюдаются зеленые твердые гальки кварцитов. Их присутствие считается местными горняками хорошим показателем наличия алмазов в породе.

В верхней части кварцитов Караули, вскрываемой многочисленными старыми заброшенными разработками в линейной полосе между Кхангаром (24°46' с.ш. и 80°37' в.д.) и Сакермей (24°38' с.ш.; 80°17' в.д.), алмазоносные конгломераты перекрываются трехметровыми песчаниками. Мощность пласта конгломерата точно не определена. В Кхангаре наблюдается обнажение конгломерата видимой мощностью около 60 см; возможно, первоначальная мощность обнажающегося теперь пласта была большей и какая-то его часть могла быть удалена эрозией. Этот конгломерат по внешнему виду и составу галек отличается от вышеописанных (в сланцах Джхири и кварцитах Итва). Он представляет собой валунчатый пласт, состоящий из окатанных и полукатанных валунов кварцевого аренина, размером 10–30 см или больше, включенных в массу конгломерата, состоящего из галек (размером около 5 см) железной руды, джаспероидов, роговиков, жильного кварца, кварцевых аренинов, находящихся в железистом цементе.

В бассейне Кадапа алмазоносные конгломераты находятся в кварцитах Банганалле, являющихся самой древней формацией в группе Курноол.

Эта группа коррелируется с верхней частью супергруппы Виндхиан Банганалле. Слагающие ее породы широко распространены в бассейне Кудалпа, главным образом в районах Кадапа, Курноол и Кришна Андра-Прадеша. Конгломераты обнажаются в различных частях этой формации, что можно установить по древним выработкам. В ряде мест конгломераты, видимо, не разрабатывались и заслуживают пристального внимания. Кроме того, несомненно должны быть участки, в которых конгломераты скрыты в кварцитах.

Кварциты Банганалле обладают максимальной мощностью около 30 м, но чаще их мощность составляет 2–3 м. Главным образом это кварцевый аренит, содержащий прослой и линзы конгломератов, пласты песчаных сланцев и песчаные прослойки. Конгломераты состоят из галек кварцитов, различно окрашенных кремнистых сланцев и джаспероидов, уплотненных сланцев и песчаников. Цемент кремнистый или железистый. Гальки, окатанные и полукатанные, достигают размеров от нескольких миллиметров до 2 см. Обычная мощность конгломератов около 1 м, но встречаются участки с видимой мощностью до 4 м. Здесь же наблюдаются алмазные галечные песчаники, залегающие среди кварцитов. Грубозернистые кварциты также содержат алмазы; мощность кварцитов 10–15 см. В некоторых обнажениях описываемой формации наблюдается несколько галечных или конгломератовых горизонтов.

Другая область, в которой добывали алмазы в древнее время, — Данна-Маханади в районе Самбалпур Ориссы. Разработки в этой области, видимо, прекратились в середине прошлого столетия. Довольно детальные описания горных выработок сохранились в трудах некоторых европейских путешественников и ученых. Источник алмазов в этой области находился, как предполагалось, в породах близлежащей формации Виндхиан [4]. В. Балл установил, что источником алмазов здесь являются песчаники и глины холма Барапахар близ Бундельканда, сходные с теми же породами Банганалли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Akella J., Satyanarayana Rao P., McCallister R.H. et al. Mineralogical studies on the diamondiferous kimberlite of the Wajrakur area, southern India. — In: Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and chemistry/Ed. F.R. Boyd, H.O.A. Meyer. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1979, vol. 1, p. 172–177.
2. Akimov A.P., Semenov G.S. Radioelement content of kimberlite of the Siberian Platform. — Doklady Akad. Nauk SSSR, 1970, vol. 190, p. 205–208.
3. Balasubrahmanyam M.N., Murty M.K., Paul D.K. K-Ar ages of Indian kimberlites. — J. Geol. Soc. India, 1978, vol. 19, N 12, p. 584–585.
4. Ball V. On the diamonds, gold and lead ores, of the Sambalpur district. — Rev. Geol. Surv. India, 1977, vol. 10, pt 4, p. 186–192.
5. Chattopadhyay P.B., Venkataraman K. Petrography and petrochemistry of the kimberlite and associated volcanic rocks of the Jungel valley, district Mirzapur, U.P., India. — J. Geol. Soc. India, 1977, vol. 18, N 12, p. 653–661.
6. Crawford A.R., Compston W. The age of the Cuddapah and Kurnool Systems, southern India. — J. Geol. Soc. Austral., 1973, vol. 19, pt 4, p. 453–464.
7. Gangadharam E.V., Aswathanarayana U. Mineralogical, chemical and isotopic composition of the model Upper Mantle. — In: Proc. 2nd Symp. Upper Mantle Project. Hyderabad: Nat. Geophys. Res. Inst., 1970, p. 479–492.
8. Jhingran A.G., Puri S.N. A new find of agglomeratic tuff in Bundelkhand Granite area in Chhatarpur district, V.P. (Abstr.). — In: Proc. 43rd Ind. Sci. Congr., 1956, pt 3, p. 169.
9. Kresten P., Paul D.K. Mineralogy of Indian kimberlites — a thermal and X-ray study. — Canad. Miner., 1976, vol. 14, p. 487–490.
10. Mathur S.M. Some aspects of diamond mining and milling in Panna. — Indian Miner., 1955a, vol. 9, N 3, p. 222–228.
11. Mathur S.M. The Panna diamond mining industry. — Indian Miner., 1955b, vol. 3, N 11, p. 1–9.

12. Mathur S.M. Geology of the Panna diamond deposits. — Rec. Geol. Surv. India, 1962, vol. 87, pt 4, p. 787–818.

13. Mathur S.M., Singh H.N. Petrology of the Majhgawan pipe rock. — Diamond Misc. Publ. Geol. Surv. India, 1971, N 19, p. 78–85.

14. Morgan J.W., Lovering J.F. Uranium and thorium in some basic and ultrabasic rocks of possible deep-seated origin: Proc. NATO Advanced Study Inst. — In: Activation analysis in geochemistry and cosmochemistry, Kjeller, Norway: Universitetsforlaget, 1971, p. 445–454.

15. Paul D.K., Crocket J.H., Nixon P.H. Abundances of palladium, iridium and gold in kimberlites and associated nodules. — In: Kimberlites, diatremes and diamonds: Their geology, petrology and chemistry/Ed. F.R. Boyd, H.O.A. Meyer. Wash.: Amer. Geophys. Union, 1979, vol. 1, p. 272–279.

16. Paul D.K., Gale N.H., Harris P.G. Uranium and thorium abundances in Indian kimberlites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, p. 335–339.

17. Paul D.K., Potts P.J., Gibson I.L., Harris P.G. Rare earth abundances in Indian kimberlite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975a, vol. 25, N 2, p. 151–158.

18. Paul D.K., Rex D.C., Harris P.G. Chemical characteristics and K-Ar ages of Indian kimberlite. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1975b, vol. 86, N 3, p. 364–366.

19. Rao P.S., Phadtare P.N. Kimberlite pipe-rocks of Wajrakarur area, Anantpur district, Andhra Pradesh. — J. Geol. Soc. India, 1966, vol. 7, p. 118–123.

20. Sen S.N., Narasimha Rao Ch. Chelima dykes. — In: Proc. 2nd Symp. Upper Mantle Projects, Hyderabad: Nat. Geophys. Res. Inst., 1970, p. 435–439.

21. Sinor K.P. The diamond mines of Panna state in central India. Bombay: Times of India press, 1930. 189 p.

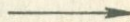
УДК 551.71+553.677.3.

М.А. Луцарев

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФЛОГОПИТА СССР (закономерности образования и размещения)

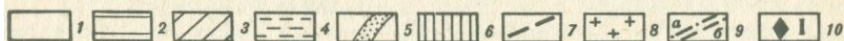
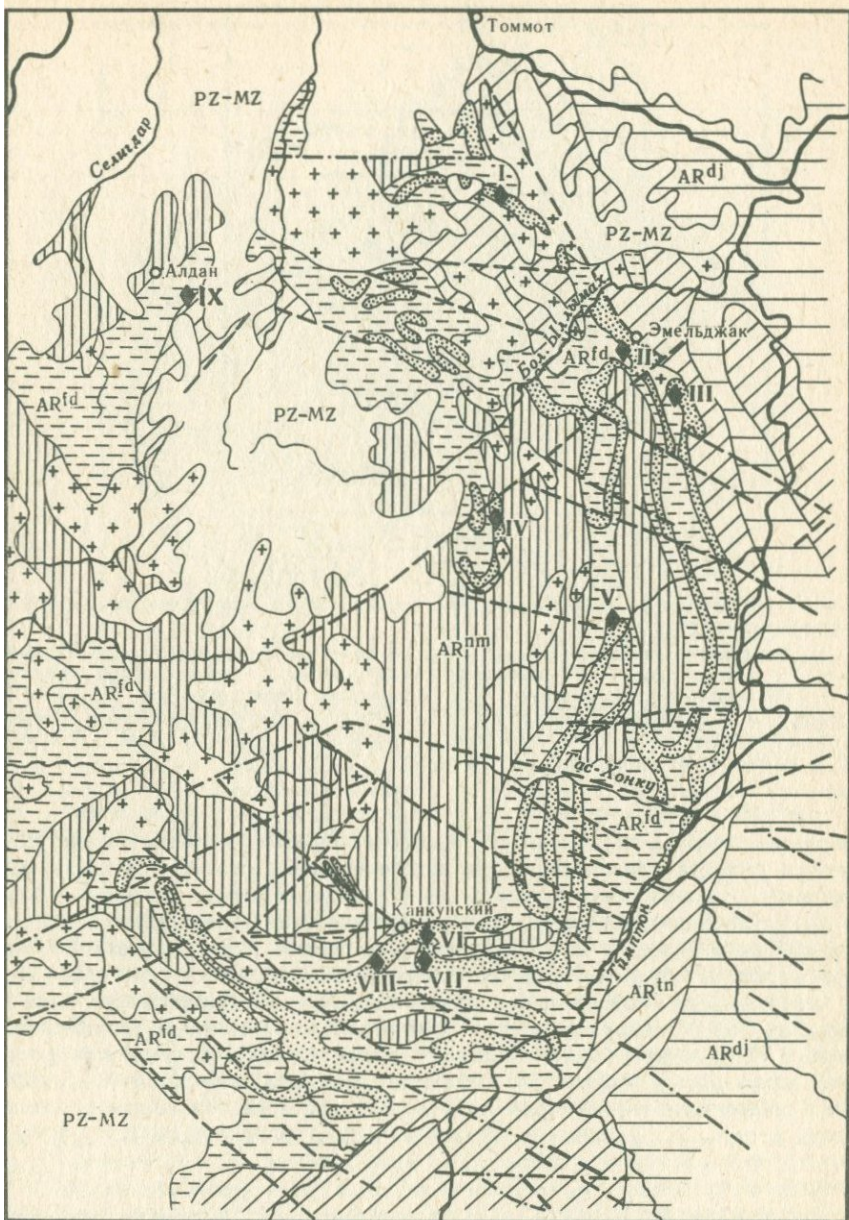
На территории Советского Союза докембрийские месторождения флогопита сосредоточены в трех районах: Южная Якутия (Алданская флогопитоносная провинция), Южное Прибайкалье (группа слюдянских месторождений), Юго-Западный Памир (памирские месторождения). Все они связаны с архейскими ультраабиссальными комплексами пород, метаморфизованных в условиях гранулитовой и амфиболитовой фаций, местами интенсивно мигматизированных и гранитизированных.

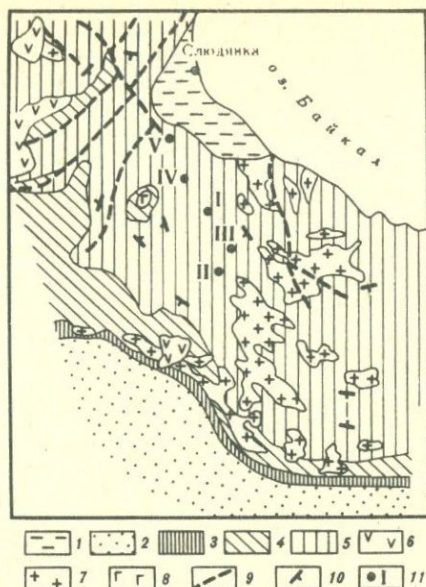
Алданская флогопитоносная провинция, занимающая обширную территорию Южной Якутии, объединяет более 100 месторождений и проявлений и является важнейшим районом добычи высококачественного флогопита. Подавляющая часть месторождений, в том числе наиболее крупные (Эмельджакское, Южное, Эльконское, Каталахское и др.), приурочены, как известно, к федоровской свите архея Алданского щита (рис. 1). Для свиты характерны кальцифиры, мраморы (кальцит-доломитовые, доломитовые) или заместившие их существенно диопсидовые (реже форсте-



Р и с. 1. Схема геологического строения и размещения флогопитовых месторождений центральной части Алданского щита [14]

1 — породы верхнего структурного яруса платформы (PZ—MZ); 2 — желтулинская серия (AR^d); 3 — тимптонская серия (AR^{tn}); 4 — федоровская свита (AR^{fd}); 5 — “продуктивные” горизонты; 6 — нимырская (верхнеалданская) свита (AR^{nm}); 7 — протерозойские (?) диабазы и габбро-диабазы; 8 — граниты и темные мигматиты; 9 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 10 — крупные месторождения флогопита: I — Безымянное, II — Эмельджакское, III — Верхне-Эмельджакское (Горелов), IV — Каталахское, V — Неакуинское, VI — Южное, VII — Озерное, VIII — Леглиерское, IX — группа Куранахских месторождений



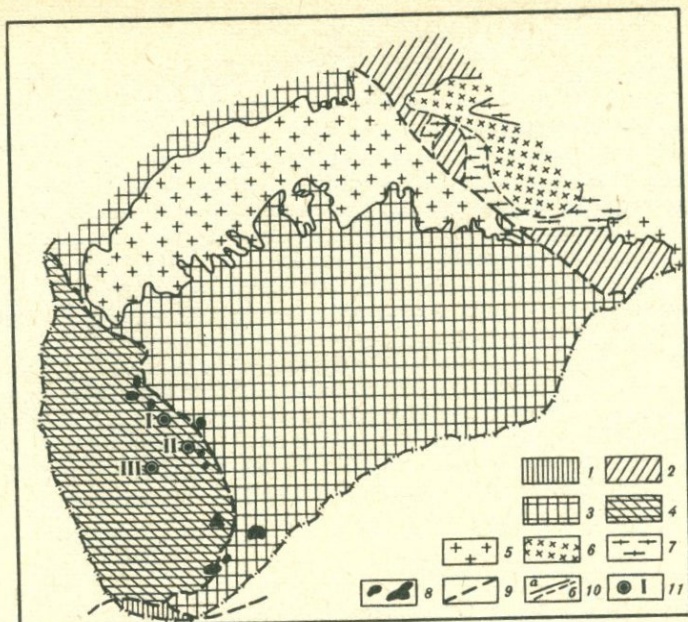


Р и с. 2. Геологическая схема Слюдянского рудного поля и размещение флогопитовых месторождений [10]

1 — кайнозойские отложения; 2, 3 — хангарульская серия, свиты: 2 — безымянная, 3 — харагольская; 4, 5 — слюдянская серия, свиты: 4 — перевальная, 5 — култукская; 6 — кайнозойские базальты; 7 — слюдянские гранит-пегматиты; 8 — метагабброиды; 9 — разрывные нарушения; 10 — залегание кристаллизационной сланцеватости и слоистости; 11 — месторождения флогопита: I — рудник 1—4, II — рудник 2, III — рудник 8, IV — рудник 3, V — рудник 7

ритовые) скарны, заключенные среди разнообразных гнейсов и кристаллических сланцев (биотитовые, роговообманковые, двупироксеновые, гранатовые, пироксен-роговообманковые, кордиеритовые, силлиманитовые и др.), составляющих основу свиты. Промышленные скопления слюды на Алдане локализуются в флогопитоносных зонах, представляющих собой совокупность гнезд, штокверков, линз и жил флогопита в пластообразных и линзовидных телах диопсидовых и шпинелево-диопсидовых, иногда форстеритовых скарнов; распространен также рассеянный тип флогопитового оруденения. Гнезда являются преобладающей формой концентрации промышленного флогопита. Их размеры колеблются в широких пределах: от десятков сантиметров до 3—4 м в диаметре. Минеральный состав гнезд довольно однообразен: флогопит, моноклинный пироксен (диопсид-салит), кальцит; в подчиненных количествах иногда присутствуют паргасит, скаполит, апатит, шпинель и некоторые более редкие минералы.

Слюдянские месторождения и проявления флогопита в Южном Прибайкалье приурочены к култукской свите слюдянской серии [10]. Наиболее крупные из них расположены вблизи г. Слюдянки (рис. 2). Месторождения локализуются в пределах метаморфической толщи, представленной переслаиванием мраморов (доломит-кальцитовых, кальцит-доломитовых) и кальцифиров с пироксен-афиболовыми, двупироксеновыми, биотитовыми, биотит-гранатовыми, биотит-кордиеритовыми, биотит-гранат-силлиманитовыми гнейсами и кристаллическими сланцами, кварцитами



Р и с. 3. Геологическая схема Юго-Западного Памира и размещение месторождений флогопита [4]

1 — истыкская свита (T_3); 2 — аличурская метаморфическая серия (PR7); 3 — друмдаринская, врангская, шугнанская, даршайская и хорогская свиты ваханской серии (AR—PR); 4 — горанская свита ваханской серии (AR—PR); 5—8 — магматические комплексы: 5 — памирско-шугнанский, 6 — аличурский, 7 — бакчигирский, 8 — раманитский; 9 — разрывные нарушения; 10 — границы геологических формаций (а — установленные, б — предполагаемые); 11 — месторождения флогопита: I — Ляджвардаринское, II — Даршайское, III — Абхарвское

и кварц-диопсидовыми породами. Важнейший промышленный тип флогопитоносных тел — зональные кальцит-флогопитовые жилы, залегающие главным образом в пироксен-амфиболовых и биотитовых гнейсах и кристаллических сланцах. Размеры жил — от единиц до многих десятков метров длиной при мощности от первых десятков сантиметров до нескольких метров. Уникальная по размерам жила № 6 на руднике № 1 имела длину 130 м при максимальной мощности 18 м. Главные минералы флогопитовых жил: флогопит, диопсид, кальцит; в подчиненных количествах иногда содержатся скаполит, апатит, паргасит.

Небольшие по масштабам флогопитовые месторождения и проявления Юго-Западного Памира (около 10) приурочены к верхней части разреза горанской свиты (серии — по [11]), представленной различными гнейсами (биотитовые, роговообманково-биотитовые, силлиманит-биотитовые, гранат-биотитовые и др.), мигматитами, кальцифирами, мраморами (магнезитовые, доломитовые, кальцитовые) и составляющей низы ваханской кристаллической серии (рис. 3). Скопления промышленного флогопита (жилы, гнезда) приурочены к диопсидовым, форстеритовым и клиногумитовым скарнам, слагающим пластообразные, линзовидные и жильные тела. Длина флогопитовых жил не более 8—10 м при мощности до 1,0—1,5 м; размеры гнезд — от 0,2—0,3 до 1,5—2,0 м в поперечнике. Главные минера-

лы: флогопит, диопсид, форстерит, кальцит, клиногумит; в подчиненных количествах иногда содержится шпинель.

Большинство исследователей относит рассматриваемые месторождения флогопита к формации магнезиальных скарнов, формировавшихся в магматическую и послемагматическую стадии [1—3, 5—8, 12, 13]. Было показано, что магнезиальные скарны магматической стадии совпадают по времени образования с процессами гранитизации и генетически с ними связаны. Это самые ранние и наиболее высокотемпературные скарны, представленные бесфлогопитовыми их разновидностями (шпинель-пироксеновые, шпинель-форстеритовые, пироксеновые, форстеритовые). Они образуются в основном на месте доломитовых (иногда магнезитовых) мраморов в результате взаимодействия последних с магматогенными растворами на фронте гранитизации вмещающих пород. Вместе с тем скарны магматической стадии развиваются также по гнейсам и кристаллосланцам в результате воздействия растворов, поступающих из магнезиально-карбонатных пород. Строение магнезиально-скарновых тел зональное, однако по результатам изучения минеральных парагенезисов эти скарны отличаются сравнительным однообразием типов зональности. Наиболее распространены следующие разновидности зональных колонок¹:

Гранитоид, мигматит	Пи+Пл	Шп+Пи	Шп+Фо	Фо	Шп+Фо+Ка± ± Дол	Мрамор (Дол, Мг)
Мигматитовый гнейс или кристаллосланец	Пи+Пл	Шп+Пи	Шп+Фо+ +Ка± Дол	Шп+Пи	Пи+Пл	Гнейс, кристаллосланец

Необходимо отметить, что в реальных условиях (на месторождениях) некоторые зоны часто отсутствуют, но нередко появляются и дополняютельные. Магнезиальные скарны магматической стадии широко распространены в Алданской флогопитоносной провинции; довольно часто они встречаются на памирских месторождениях и очень редки на месторождениях Южного Прибайкалья.

Магнезиальные скарны магматической стадии испытывают существенные преобразования в связи с наложением интенсивных послемагматических процессов. Последние приводят часто к глубокому изменению минерального состава скарнов, сильно усложняют и затушевывают первичную зональность скарновых тел. Например, шпинель-пироксеновые и шпинель-форстеритовые скарны под воздействием высокотемпературных послемагматических растворов повышенной щелочности (по калию) интенсивно флогопитизируются в результате реакции между Шп и Пи, Шп и Фо в связи с неустойчивостью парагенезисов Шп + Пи и Шп + Фо в щелочных условиях. Таким образом эти скарны полностью (или частично) преобразуются во флогопит-пироксеновые или флогопит-форстеритовые породы без шпинели или содержащие шпинель в виде реликтов. Такие преобразованные скарны с наложенным флогопитовым оруденением представ-

¹ Здесь и далее приняты следующие символы минералов: Дол — доломит, Ка — кальцит, Кл — клиногумит, Кпш — калиевый полевой шпат, Мг — магнезит, Пи — моноклинный пироксен, Пр — паргасит, Ск — скаполит, Фл — флогопит, Фо — форстерит, Хонд — хондрит, Шп — шпинель.

ляют в Южной Якутии один из промышленных типов месторождений флогопита. Магнезиальные скарны магматической стадии нередко подвергаются в послемагматический этап паргаситизации, скаполитизации, серпентинизации, оталькованию и т.п., что обусловлено изменением ($P-T$)-условий процесса и эволюцией состава растворов.

Магнезиальные скарны послемагматической стадии распространены на месторождениях всех флогопитоносных районов СССР. По геологической позиции они близки скарнам магматической стадии, располагаясь в непосредственных контактах алюмосиликатных пород с магнезиально-карбонатными или в приконтактных участках алюмосиликатных пород на некотором удалении от доломитов (магнезитов). Послемагматические магнезиальные скарны образуются по алюмосиликатным и магнезиально-карбонатным породам в результате контактово-реакционного их взаимодействия в среде высокотемпературных послемагматических растворов. В отличие от скарнов магматической стадии они характеризуются значительным разнообразием типов зональности скарновых тел и минеральных парагенезисов. Наиболее распространены следующие типы зональности послемагматических скарнов:

Алюмо- силикат- ная по- рода	Пи+Кпш	Пи+Ск	Пи+Парг	Фл+Пи (или Фо)		Пи (или Фо)		Фо+Ка	Мрамор (Дол, Мг)
Алюмо- силикат- ная по- рода	Пи+Кпш	Пи+Ск	Фл+Пи	Фл+Фо		Фл+Кл		Фо+Кл+ +Ка± ± Хонд± ± Дол	Мрамор (Дол, Мг)
Алюмо- силикат- ная по- рода	Пи+Кпш	Пи+Ск	Пи+Парг	Шп+Пи (или Фо)		Пи (или Фо)		Фо+Шп+ +Ка	Мрамор (Дол, Мг)

Двойными вертикальными линиями разделены в колонках апоалюмосиликатные (слева) и апомагнезиально-карбонатные (справа) зоны пород. В тех случаях, когда скарновые тела залегают среди алюмосиликатных пород (в удалении от доломитов или магнезитов), все апомагнезиально-карбонатные зоны, естественно, отсутствуют в колонках. Кроме того, в реальных колонках на месторождениях некоторые зоны выпадают из зональности или появляются дополнительные. Нередко поэтому строение скарновых тел очень сложное, особенно когда последние сформировались в зонах трещиноватости, пересекающих различные по составу породы. Флогопит в скарнах послемагматической стадии образуется одновременно с другими скарновыми минералами и строго приурочен к определенным зонам.

Таким образом, флогопитовое оруденение на рассматриваемых месторождениях формируется исключительно в послемагматический этап, но в скарнах магматической стадии это наложенный тип оруденения, тогда как в послемагматических — в большинстве случаев сопутствующий, одновременный с образованием скарнов.

Многолетнее изучение зональности магнезиальных скарнов послемагматической стадии, минерального и химического их состава показало, что наблюдаемое разнообразие типов зональности и минеральных парагенезисов скарнов определяется непостоянством химических потенциалов калия, железа и фтора в воздействующих растворах при прочих равных условиях [5—7]. Именно по содержанию этих компонентов наиболее существенно различаются рассматриваемые скарны. Были выявлены также

некоторые закономерности образования и локализации наиболее ценных маложелезистых разностей флогопита, отличающихся высокими электро-техническими свойствами, близкими к мусковиту. На примере изучения алданских месторождений было установлено, в частности, что количество железа в флогопите находится в прямой зависимости от его содержания в алюмосиликатных породах месторождения, участвовавших в скарно-образовании. Иными словами, маложелезистый флогопит характерен для тех месторождений, на которых преобладают лейкократовые породы с низким содержанием железа. Наиболее благоприятны в этом отношении памирские месторождения, затем — слюдянские и наконец — алданские. Анализ минеральных парагенезисов флогопитоносных скарнов показал, кроме того, что флогопит, находящийся в парагенезисе с форстеритом и особенно с клиногумитом (Юго-Западный Памир), отличается низкой железистостью. Последняя определяется, по-видимому, высокой концентрацией фтора в воздействующих растворах при формировании флогопит-клиногумитовых скарнов, которая должна способствовать переходу части железа в раствор и снижению его содержания в минералах скарнов и в том числе — в флогопите. Пониженная железистость характерна также для флогопита из кальцит-флогопитовых гнезд. Очевидно, перекристаллизация флогопита на заключительных стадиях процесса сопровождается некоторым сбрасыванием железа в раствор.

Размещение докембрийских месторождений флогопита контролируется сочетанием ряда факторов: стратиграфо-литологического, магматического, тектонического и петрологического.

Давно установлена приуроченность месторождений к определенным стратиграфическим уровням (свитам, горизонтам) архейских метаморфических комплексов, получившим название "продуктивных" на флогопит. В состав таких свит и горизонтов входят, как уже отмечалось, прослои и линзы мраморов (доломитовых, магнезитовых) или заместивших их магнезиальных скарнов. Алданские месторождения, например, приурочены к федоровской свите, в составе которой выделяется несколько продуктивных горизонтов; слюдянские месторождения — к средней части разреза слюдянской серии; памирские — к верхам разреза горанской свиты.

В пределах продуктивных горизонтов (свит) месторождения располагаются в высокотемпературных полях интенсивной гранитизации и мигматизации с широким распространением гранитов, гранит-пегматитов, аплитов. Связь магнезиальных скарнов с гранитоидной формацией вполне закономерна, поскольку, как известно, именно кислые магмы сопровождаются наиболее интенсивными процессами гранитизации вмещающих пород. Месторождения локализуются обычно в непосредственных контактах гранитоидов, гнейсов, кристаллосланцев с магнезиально-кרבонатными породами или вблизи подобных контактов среди алюмосиликатных пород.

Важную роль играет тектонический контроль размещения месторождений. В региональном плане все алданские месторождения флогопита контролируются крупными долговечными разломами дорудного (дофлогопитового) заложения [15]. Месторождения располагаются в участках пересечения этих разломов с продуктивными горизонтами. Для некоторых месторождений Южной Якутии установлена приуроченность их к системам сравнительно мелких дисгармоничных складок, осложняющих более крупные складчатые структуры. Подобная геологическая ситуация характерна, в частности, для крупнейшего на Алдане месторождения Южное [9]. Подмечена связь некоторых месторождений и отдельных крупных жил флогопита с поперечными складками, наложенными на продольные складчатые структуры, а также установлена приуроченность месторожде-

ний к участкам интенсивной складчатости. Примером последнего может служить Эмельджажское месторождение на Алдане. На слюдяных месторождениях в Южном Прибайкалье положение отдельных флогопитовых жил, жильных узлов, а также жильных полей контролируется, по последним данным, сложными полигенными будинаж-структурами [10].

Петрологический контроль размещения ослюденения на месторождениях позволяет предварительно прогнозировать флогопитоносность отдельных скарновых залежей. Установлено, что наиболее богатое флогопитовое оруденение связано с бесшпинелевыми скарновыми телами; промышленный флогопит в них локализуется исключительно в зонах диопсидовых и форстеритовых скарнов. Последние формировались под воздействием растворов повышенной щелочности (по калию), когда парагенезисы Шп + П и Шп + Шп + Фо неустойчивы. Широкое распространение на месторождениях шпинельсодержащих скарнов является, как правило, показателем сравнительно низкой их флогопитоносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жариков В.А. Скарновые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 220—302.
2. Коржинский Д.С. Биметасоматические флогопитовые и лазуритовые месторождения архея Прибайкалья. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 164 с.
3. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
4. Критерии надежности методов радиологического датирования. М.: Наука, 1979. 208 с.
5. Лицарев М.А. Генезис флогопитовых месторождений Алдана. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 168 с.
6. Лицарев М.А. Закономерности образования и размещения флогопитовых месторождений СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 6, с. 340—372.
7. Лицарев М.А. К проблеме генезиса флогопитовых месторождений докембрия. — В кн.: Железо-магнезиальный метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1980, с. 79—92.
8. Маракушев А.А. Петрология Таежного железорудного месторождения в архее Алданского щита. — Тр. Дальневост. фил. АН СССР. Сер. геол., 1958, т. 5. 121 с.
9. Метаморфический комплекс алданских месторождений флогопита. Новосибирск: Наука, 1975. 152 с.
10. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.
11. Хорева Б.Я., Блюман Б.А. Полиметаморфические комплексы докембрийского фундамента палеозойских и мезозойских складчатых областей Средней Азии. Л.: Недра, 1974. 216 с.
12. Шабынин Л.И. Формация магнезиальных скарнов. М.: Наука, 1973. 214 с.
13. Шабынин Л.И., Лицарев М.А., Перцев Н.Н., Шмакин Б.М. Шпинелево-пироксеновые породы как метасоматические образования. — В кн.: Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 440—483.
14. Швецов Е.С., Механошин С.П. Закономерности размещения флогопитовых месторождений в Алданской флогопитоносной провинции. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 6, с. 373—384.
15. Энтин А.Р. Основные закономерности размещения флогопитовых и магнетитовых месторождений в Центрально-Алданской флогопитоносной и железорудной провинции. — В кн.: Геология и петрология докембрия Алданского щита. М.: Наука, 1966, с. 85—92.

*В. И. Финько, М. М. Аракелянц, А. А. Беус, П. Сваруп,
Р. Пракаш, Д. Рау*

ВОЗРАСТ ДИАСПОР-ПИРОФИЛЛИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ИНДИИ

В Центральной Индии в южной части штата Уттар-Прадеш и северной части штата Мадхья-Прадеш известно большое количество диаспор-пирофиллитовых месторождений и проявлений. В настоящее время на многих из этих месторождений производится добыча диаспора и пирофиллита. Штаты Уттар-Прадеш и Мадхья-Прадеш являются основными производителями диаспора и пирофиллита в Индии. В штате Мадхья-Прадеш ежегодная добыча диаспора достигает 3 тыс., а пирофиллита — 25 тыс. т [14]. Диаспор используется главным образом для изготовления высокоглиноземистых огнеупоров для металлургической промышленности, а пирофиллит в качестве носителя и наполнителя инсектицидов и в производстве огнеупоров [8].

Первоначально эти месторождения считались месторождениями стеатита [3], образовавшимися в результате контактового воздействия даек диорита на кварцевые жилы [3]. Позднее было установлено, что основным минералом является не тальк, а пирофиллит [9, 10, 7] и диаспор.

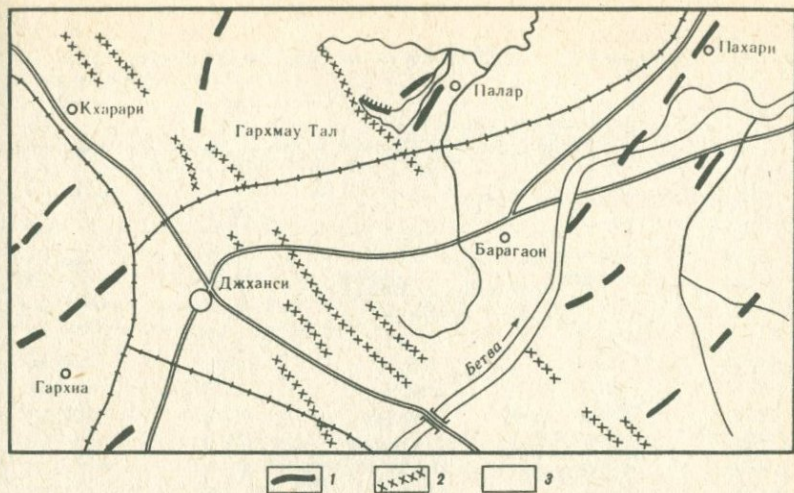
В настоящее время в штатах Уттар-Прадеш и Мадхья-Прадеш известно около 30 месторождений и значительно большее число проявлений пирофиллита и диаспора. Все эти проявления и месторождения расположены в области развития архейских гранитов комплекса Бунделькханд, обнажающихся на площади около 26 тыс. км² в южной части штата Уттар-Прадеш и северной части штата Мадхья-Прадеш.

Граниты гетерогенны по цвету, текстуре и минеральному составу даже в пределах отдельных обнажений, по составу колеблются от лейкократовых до обогащенных магниезально-железистыми минералами. Граниты представлены массивными тонко-, средне-, грубозернистыми или порфировидными разновидностями. Кроме того, среди гранитов встречаются мигматитовые разности и гнейсы [5].

В пределах гранитного комплекса Бунделькханд известны монцитониты (сиенит-диориты), гранодиориты, нормальные граниты, тоналиты. Основная масса гранитов комплекса представлена адамелитовыми гранитами. Средний химический состав гранитов комплекса Бунделькханд по 20 анализам (в мас.%): SiO₂ — 65,63, TiO₂ — 0,26, Al₂O₃ — 14,98, Fe₂O₃ — 1,81, FeO — 2,21, MnO — 0,04, MgO — 2,49, CaO — 2,73, Na₂O — 3,55, K₂O — 3,84, P₂O₅ — 0,47, H₂O⁺ — 1,65, сумма — 99,66 [16].

Рядом индийских исследователей предполагается метасоматический генезис этих гранитов [17, 11, 12]. Ранее граниты этого комплекса описывались как гнейсы, однако в настоящее время установлено, что это главным образом граниты, а гнейсовые породы присутствуют в составе комплекса Бунделькханд в подчиненном количестве [5]. Возраст гранитов Бунделькханда по данным (Rb—Sr)-метода составляет 2555 ± 55 млн. лет [4].

Граниты комплекса Бунделькханд секутся крупными кварцевыми телами — кварцевыми "рифами", представляющими собой, почти вертикальные кварцевые жилы мощностью 100—200 м и более, которые хорошо выражены в рельефе и могут быть прослежены на расстояниях от нескольких километров до нескольких десятков километров [1, 6, 13]. Эти кварцевые "риффы" имеют северо-восточное или северо-северо-восточное простирание. К зальбандам многих из этих кварцевых "риффов" приурочены прояв-



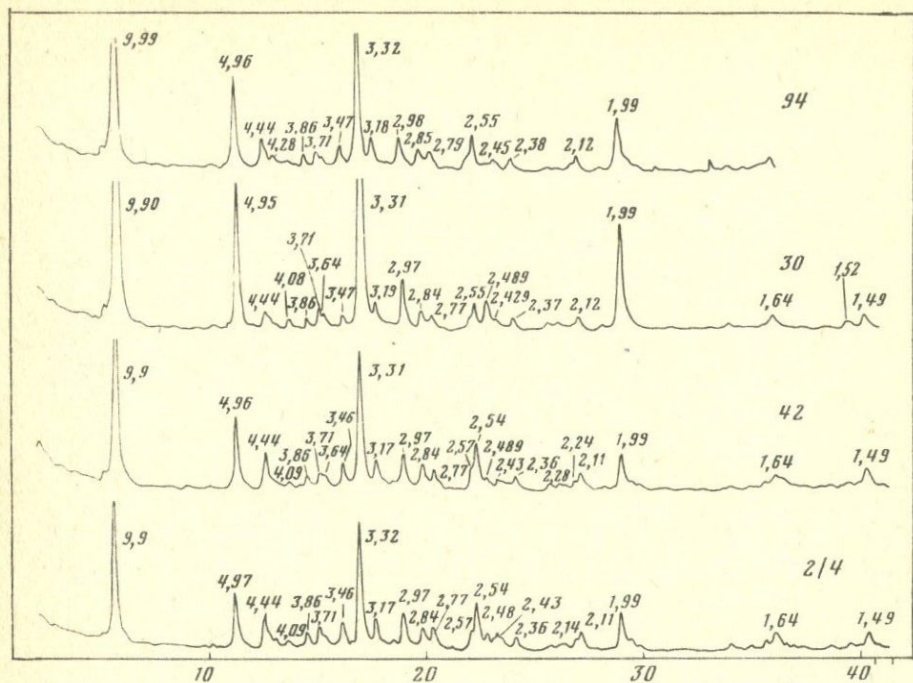
Р и с. 1. Схема расположения кварцевых "рифов" и даек долеритов в архейских гранитоидах комплексов Бунделькханд в районе г. Джанси, штат Уттар-Прадеш
 1 — кварцевые "риффы"; 2 — долеритовые дайки; 3 — граниты комплекса Бунделькханд

ления и месторождения диаспор-пирофиллитовых пород. Большая часть кварцевых "рифов" не имеет ясных следов давления в отличие от вмещающих гранитов.

Кроме того, граниты комплекса Бунделькханд секутся большим количеством долеритовых даек, относящихся к трапповой формации. Эти дайки почти не выражены в рельефе. Все дайки долеритов имеют северо-западное простираие и располагаются почти перпендикулярно простираию кварцевых "рифов" [13, 6, 1] (рис. 1).

Минеральный состав диаспор-пирофиллитовых месторождений детально не изучался. Считалось, что основным минералом этих месторождений является пирофиллит, а диаспор составляет около 5—7% от добываемой горной массы. Отмечалась примесь мусковита в качестве второстепенного минерала. В последнее время было проведено изучение отдельных образцов из ряда месторождений, в результате которого в нескольких образцах из месторождений Басела было обнаружено присутствие мусковита в количестве от 5 до 45% [18, 19]. Генезис диаспор-пирофиллитовых месторождений Центральной Индии также не изучен в достаточной степени и является дискуссионным. Первый исследователь этих месторождений [9] считал их образовавшимися в результате метасоматического замещения кварцевых "рифов". Были высказаны представления о гидротермальной природе этих месторождений [21, 15, 22], а также представления об образовании диаспор-пирофиллитовых месторождений в результате метаморфизма древних латеритных продуктов выветривания (бокситов) [19, 20]. Все эти генетические представления не основаны на детальном знании вещественного состава месторождений.

В процессе посещения ряда пирофиллит-диаспоровых месторождений штатов Уттар-Прадеш и Мадхья-Прадеш в конце 1979 г. авторами был собран большой материал, характеризующий вещественный состав руд этих месторождений.



Р и с. 2. Дифрактограммы тонкодисперсных глиноподобных мусковитов из диаспор-пирофиллитовых месторождений Центральной Индии

94 — из месторождения Тори, район Лалитпур, штат Уттар-Прадеш; 30 — из месторождения Кхураи, район Тикамгарх, штат Мадхья-Прадеш; 42, 2/4 — из месторождения Сирон, район г. Лалитпур, штат Уттар-Прадеш

Межплоскостные расстояния даны в Å

Было показано, что в составе большинства этих месторождений, кроме профиллита и диаспора, присутствуют мономинеральные мусковитовые породы, по внешнему виду похожие на пирофиллит. Как показал химический анализ (табл. 1), по составу эти породы представляют собой типичный мусковит с содержанием K_2O от 9,34 до 11,24% и Na_2O от 0,38 до 0,58%. Эти мусковиты в отличие от мусковитов магматического генезиса являются бесфтористыми и содержат небольшое количество железа, титана, магния и кальция. Рентгеновские анализы подтвердили, что эти породы имеют мономинеральный мусковитовый состав (рис. 2). Кроме мономинеральных мусковитовых пород, по составу отвечающих формуле мусковита, в составе руд этих месторождений широкое развитие имеют мусковит-пирофиллитовые, каолинит-мусковит-пирофиллитовые породы, содержание мусковита в которых колеблется от 5—10 до 70—90%, а каолинита — от 5 до 20%.

Серия образцов мономинеральных мусковитовых и мусковит-пирофиллитовых пород из различных месторождений была отобрана для определения (K—Ar)-возраста этих пород (табл. 2).

Для определения возраста (K—Ar)-методом использовались фракции мусковитов из разных диаспор-пирофиллитовых месторождений Индии. Содержание радиогенного аргона определялось методом изотопного разбавления с применением в качестве трасера моноизотопа ^{38}Ar . Выделе-

Таблица 1

Химический состав гидротермальных глиноподобных мусковитов Центральной Индии (в мас. %)

Компонент	Номер образца			
	94	42	50	40
SiO ₂	46,22	47,71	46,31	48,22
TiO ₂	1,23	0,08	0,08	0,33
Al ₂ O ₃	34,08	34,87	35,87	34,97
Fe ₂ O ₃	1,23	0,62	1,25	0,78
FeO	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
MnO	0,05	0,06	0,05	0,18
MgO	0,13	0,047	0,057	0,11
CaO	0,091	0,044	0,035	0,053
Na ₂ O	0,51	0,38	0,40	0,58
K ₂ O	11,24	10,82	10,71	9,34
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
H ₂ O ⁺	5,13	4,86	4,76	4,99
Li ₂ O	0,0012	0,0007	0,0004	0,0010
Rb ₂ O	0,033	0,032	0,040	0,039
Cs ₂ O	0,0005	0,0005	0,0005	0,0005
F	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,9457	99,5242	99,5629	99,5935

Примечание. Обр. 94 — месторождение Тори, район г. Лалитпур, штат Уттар-Прадеш; обр. 42 — из района месторождения Сирон, район г. Лалитпур, штат Уттар-Прадеш; обр. 50 — месторождение Кхера, район г. Тикамгарх, штат Мадхья-Прадеш; обр. 40 — из шурфа в 2 км к югу от рудника Биджри, площадь Какрари, район Лалитпур, штат Уттар-Прадеш. Анализы выполнены в ЦХЛ ИГЕМ АН СССР.

ние и очистка аргона из мусковитов велась на металлической установке АУ-4М, разработанной и изготовленной в Лаборатории изотопной геохронологии ИГЕМ АН СССР. Изотопный анализ аргона проводился на модернизированном масс-спектрометре МИ-1201. Точность измерений аргона контролировалась измерением содержания радиогенного аргона в эталонных пробах, а также измерением изотопного состава воздушно-го аргона. Содержание калия определялось методом пламенной фотометрии с использованием дифракционной решеткой, фотоумножителем ФЭУ-22 и высокочувствительного гальванометра с отсчетным устройством УФ-206. Точность определения калия составляла 1–2 отн.%.

Расчет возраста проводился по константам, рекомендованным Международной подкомиссией по геохронологии в 1976 г. на геологическом конгрессе в Австралии, а именно:

$$\lambda_K = 0,581 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1}; \lambda_\beta = 4,962 \cdot 10^{-10} \text{ год}^{-1};$$

$$^{40}\text{K} = 0,01167 \text{ отн.}\%$$

Приводимые в табл. 2 значения погрешностей измерения содержания аргона и калия соответствуют стандартным отклонениям (σ); погрешность возраста вычислена по ошибкам измерения содержания аргона и калия на 0,9 доверительном уровне ($1,6\sigma$).

Из исследованных 10 проб 6 представляют собой практически мономинеральные мусковитовые породы, содержание калия в которых было

Таблица 2

Результаты определения (K—Ar)-возраста мусковитов из диаспор-пирофиллитовых месторождений Центральной Индии

Номер образца	Месторождение	Минерал	Калий, мас.%	Радиогенный аргон, нг/т	Возраст, млн. лет
Штат Мадхья-Прадеш					
30	Кхураи	Мусковит	8,54 ± 0,07	2120 ± 35	1970 ± 40
50	Кхера	Мусковит	8,50 ± 0,06	2120 ± 35	1970 ± 40
23-Б	Кхера	Мусковит + пирофиллит	3,16 ± 0,04	808 ± 12	2010 ± 40
Штат Уттар-Прадеш					
42	Сирон	Мусковит	8,59 ± 0,07	1995 ± 30	1890 ± 40
2/4	Сирон	Мусковит	8,62 ± 0,07	2060 ± 35	1930 ± 40
40	Какрари	Мусковит	7,37 ± 0,06	1945 ± 25	1850 ± 35
94	Тори	Мусковит	8,55 ± 0,07	1880 ± 30	1830 ± 35
33	Тори-Бар	Мусковит + пирофиллит	1,81 ± 0,04	396 ± 6	1830 ± 35
Вi-1	Биджри	Мусковит + пирофиллит	0,17 ± 0,02	43,7 ± 0,9	2010 ± 80
38	Биджри- Дандкуа	Мусковит + пирофиллит	1,66 ± 0,04	352 ± 5	1790 ± 40

от 7,37 до 8,62%. Остальные пробы представлены мусковит-пирофиллитовыми породами с содержанием калия от 0,17 до 3,16%. Значения (K—Ar)-возраста, полученные для той и другой группы пород, в пределах ошибки определения совпадают между собой.

Как видно из табл. 2, временной интервал, куда укладываются все значения (K—Ar)-возраста для 10 мусковитов, составляет 1850—2000 млн. лет. Такая однородность возрастных значений оценивается нами как их геологическая достоверность, т.е. соответствие этих возрастных значений реальному геологическому событию. Полученные данные о возрасте пирофиллит-диаспоровых месторождений Центральной Индии представляют интерес не только с точки зрения установления времени образования диаспор-пирофиллитовой минерализации в пределах архейских гранитных пород комплекса Бунделькханд.

Обнаружение широкого развития в составе руд этих месторождений мусковита и каолинита позволяет более определенно высказаться о гидротермальном близповерхностном происхождении этих месторождений, связанных, вероятно, с мощным этапом гидротермальной деятельности в период тектономагматической активизации в конце архея—начале протерозоя. Интересен и сам факт обнаружения столь древних гидротермальных пород вообще и в области докембрийских платформ в частности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Кришнан М.С. Геология Индии и Бирмы. М.: Изд-во иностр. лит., 1954.
2. Bogdanov Y.V., Prakash R., Hennig W., Swarup P. Gold showings in the Berwar formations to the east of Sonrai village, district Lalitpur, Uttar Pradesh. — In: Geology and mineral potential of Lalitpur district /Ed. Y.V. Bogdanov, R. Prakash. Proc. Symp. on geology and mineral resources of southern Uttar Pradesh, Lucknow, 1974, p. 146—154.

3. *Das Gupta T.* Steatite deposit of Sarkana, Bijawar, C.I. — In: 24th Ind. Sci. Congr., 1937, p. 241.
4. *Grawford A.R.* The precambrian geochronology of Rajasthan and Bundelkhand, Northern India. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1970, vol. 7, N 1, p. 91—110.
5. *Mathur S.M., Srivastava S.K.* Geology of the Agra-Gwalior-Jhansi area Intern. Geol. Congr., 22 sess., India, 1964. — In: Guide to excursion N C-4/Ed. B.C. Roy, A.G. Jhingran. New Delhi, 1964, p. 12.
6. *Medlicott H.B.* Bundelkhand quartz reefs and trap dykes. — *Rec. Geol. Sci. India*, 1875, vol. 8, p. 59.
7. *Mehta D.R.S.* A note on the pyrophyllite deposits of Hamirpur and Jhansi districts (U.P.). — *Indian Miner.*, 1954, vol. 8, N 1, p. 37—41.
8. *Misra M.L., Saxena R.P.* Indian pyrophyllite as a glass furnace refractory. — *Refract. J.*, 1957, N 5, p. 196—200.
9. *Misra R.C.* Pyrophyllite deposits of Hamirpur district, United Provinces. — *Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India*, 1944, vol. 16, N 2, p. 45—53.
10. *Misra R.C.* Pyrophyllite and its occurrence in India. — *Indian Mining and Eng. J.*, 1953, vol. 9, p. 83.
11. *Misra R.C., Sharma R.P.* Petrochemistry of Bundelkhand granites and associated rocks of central India. — *Indian Miner.*, 1974, vol. 15, p. 43—50.
12. *Misra R.C., Sharma R.P.* New data on the geology of the Bundelkhand complex of central India. — In: Recent researches in geology. Delhi: Hindustan Publ. corp., 1975, vol. 2, p. 311—345.
13. *Oldham T.* Quartz reefs and trap dykes in Bundelkhand. — *Rec. Geol. Soc. India*, 1875, vol. 8, p. 7.
14. *Pathak V.K.* Paradise for mineral based industries. — *Indian Ceram.*, 1978, vol. 21, N 1, p. 11—12.
15. *Prakash R., Swarup P., Srivastava R.N.* Geology and mineralization in the southern parts of Bundelkhand in Lalitpur district, Uttar Pradesh. — *J. Geol. Soc. India*, 1975, vol. 16, N 2, p. 139—156.
16. *Saha A.K.* Geochemistry of archean granites of the Indian Shield. A review. — *J. Geol. Soc. India*, 1978, vol. 20, N 8, p. 375—392.
17. *Saxena M.N.* Bundelkhand granites and associated rocks from Kabrai and Mauranipur areas of Hamirpur and Jhansi districts, Uttar Pradesh, India. — *Res. Bull. Punjab Univ.*, 1961, vol. 12, p. 85—107.
18. *Sharma R.P.* Origin of the pyrophyllite-diaspore deposits of the Bundelkhand complex, Central India. — *Miner. deposita*, 1979, Bd. 14, N 3, S. 343—352.
19. *Sharma R.P.* Some aspects of geochemistry of pyrophyllite and diaspore deposits of Bundelkhand complex. — *Proc. Indian Acad. Sci.*, 1980, vol. 89, N 1, p. 1—15.
20. *Proc. Indian Acad. Sci. A*, 1979, vol. 45, p. 119—128.
21. Abstr. of 125th Anniversary of Geological Survey of India, Lucknow, 1976, vol. IVB (ii), p. 3.
22. *Singh J.N., Saxena P.N., Chatterjee B.K.* et al. Genesis and mineralogy of the pyrophyllite-diaspore mineralization in the Bundelkhand Basement. Symposium on the contribution of Earth sciences towards the research and developmental activities in the Northern region. Section I—VIII. — In: 125th anniversary celebrations Geological Survey of India, Lucknow, 1976, vol. 10.

С.К. Бабу

ПЕГМАТИТОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИЗ РАЙОНА СЕЛЕНИЯ РАДЖАГАРХ, БЛИЗ АДЖМЕРА, ШТАТ РАДЖАСТХАН

Литиеносные пегматиты, вскрытые карьером в 10 км к северо-востоку от города Аджмер (см. рис. 1 на с. 117), залегают среди архейских кварц-биотитовых кристаллических сланцев и гнейсов, образующих широкие складки, параллельные общему простиранию докембрийского пояса Аравали. Эти породы прорваны гранитами и пегматитами. Изученное пегматитовое поле имеет удлиненную плитообразную форму и резкий контакт висячем боку (рисунком). Как и все пегматиты района, они характеризуются зональным строением, причем литиевые минералы приурочены к средней его зоне.

На дне карьера пегматитовая жила сложена кварцем, полевым шпатом, голубовато-зеленым апатитом и черным турмалином. В стенке карьера вскрыты литиевые пегматиты, содержащие лепидолитовую слюду и спорадически встречающуюся слюду с бронзовым оттенком (циннвальдит). Верхняя часть пегматитового тела характеризуется иным минеральным составом и сложением. Яблочно-зеленый сподумен и лиловатый кунцит сосредоточены в средней части пегматитового тела вместе с более редким эвкриптитом. Ближе к висячему боку в литиеносном пегматите развиты розовый и зеленый турмалин, а также ахроит.

Установлено три стадии минерализации. До складчатости сформировались последние инъекции кварц-полевошпатовых пегматитов и индиголитов. Две последующие стадии привели к образованию литиевых и турмалиновых пегматитов: во вторую стадию преимущественно отложились турмалин, берилл и апатит, а для третьей характерна литиевая минерализация.

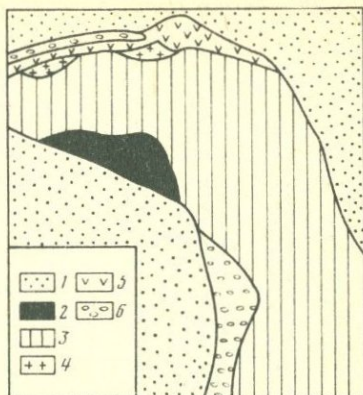
Тело пегматита в карьере в основном представлено простым пегматитом, состоящим из черного турмалина, зеленого апатита микроклина, кварца и альбита, которые отвечают ранней фазе формирования пегматита. Редкие минералы сосредоточены во внутренней части пегматита и, вероятно, связаны с более поздней минерализацией.

Турмалин встречен в виде нескольких разновидностей. Наиболее обычный — черного цвета, образует кристаллы длиной до 30 см. Иногда турмалин обрастает внешней каймой зеленоватого индиголита, а в ядре бывают заметны включения рубеллита вместе с ахроитом. Турмалины часто замещаются поздними минералами, обычно лепидолитом и кварцем.

Петрография. Вмещающие породы преимущественно имеют гранитный и гранодиоритовый состав, но также включают полосы гранито-гнейсов и черных биотитовых сланцев, отчасти развитых по гранодиориту. Главное тело пегматита приурочено к гранодиориту. Верхняя и нижняя части этого тела сложены графическим гранитом, состоящим из кварца и микроклин-пертита. В нижней части жилы пегматита наблюдаются прослой и неправильные участки крупнозернистого сложения. Здесь содержатся кварц, микроклин, а также в переменных количествах клевеландит, мусковит, биотит и железо-марганцевый гранат. Средняя часть жилы представлена крупнокристаллическим агрегатом кварца, микроклина, альбита, мусковита с литиевыми минералами. Полевые шпаты иногда выветрены и преобразованы в беловато-серую глинистую

Схематическая геологическая карта района Раджагарх

1 — терригенные породы; 2 — измененные граниты; 3 — малоизмененные граниты; 4 — пегматиты I типа; 5 — пегматиты II типа; 6 — пегматиты III типа



массу. Нижняя часть тела довольно тонкозернистая, напоминающая гранит-аплит; состоит из кварца, полевого шпата, пронизанных дендритами продуктов изменения железо-марганцевого граната.

Сподуменовый пегматит, как и литиевые пегматиты, отличается характерной текстурой и почти не содержит иных минералов, кроме кварца, полевого шпата и сподумена. Изредка встречаются в них зерна черного и зеленого турмалина вместе с яблочно-зеленым бериллом. Полевые шпаты не содержат пертитовых вростков. В изученных образцах из отвалов установлены кварц, тонкие листочки мусковита, черный турмалин и немного черной слюды. Вместе со сподуменом встречается микроклин, обычно раздробленный, без пертитов. Циннвальдит ассоциирует с альбитом жемчужно-серого цвета; он встречается в пустотах и трещинках между кристаллами альбита.

Минералогическим, химическим и рентгеновским исследованиям подверглись следующие минералы пегматитов: лепидолит, циннвальдит, рубеллит, ахроит, сподумен, хлор- и фтор-апатит, эвкрипит и амблигонит.

Оптические исследования выполнены на четырехстороннем универсальном столике по методу Найду [5]; химические анализы сделаны на главные компоненты и элементы-примеси, причем главные компоненты определялись экспрессными аналитическими методами по [7], а элементы-примеси — с использованием атомно-абсорбционного спектрометра, эмиссионного спектрографа и колориметрически. Рентгеновское изучение проводилось на дифрактометре фирмы Филлипс с Cu -излучением и никелевым фильтром при скорости сканирования $1^\circ/\text{мин}$; рассчитывались параметр d/n и интенсивности с целью сравнения с данными каталога ASTM для идентификации. Термическое исследование сделано только для рубеллита с использованием муфельной печи в постоянном потоке азота. Результаты химических анализов изученных минералов сведены в таблицу.

Вероятный возраст пегматита. Выполнено радиометрическое определение возраста пегматита Раджагарха рубидий-стронциевым методом по лепидолиту и рубеллиту. Определение содержания рубидия и стронция проводилось методом атомной абсорбции и на эмиссионном спектрографе, расчетный возраст является приближенным.

Возраст по лепидолиту¹ 733 ± 150 млн. лет (полагая, что весь стронций в минерале радиогенный). Этот возраст вычислен по содержаниям $\text{Rb} = 2470\text{ppm}$, $\text{Sr} = 100\text{ppm}$ при $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,39 \times 10^{-11} \text{ лет}^{-1}$, что соответствует предполагаемому возрасту метаморфизма и метасоматизма, но не фактическому возрасту пегматита. Последний соответствует калий-аргоновым определениям по лепидолиту из Раджагарха (1913 млн. лет) в допустимых границах возрастных определений обоими методами.

¹ Припеденный расчет возраста без данных изотопного анализа стронция некорректен. — Прим. редколлегии.

Химический состав и некоторые физические свойства минералов пегматитов (в %)

Компонент	Лепидолит	Циннвальдит	Сподумен	Рубеллит	Ахроит	Хлор-апатит
SiO ₂	58,12	48,56	62,41	37,80	39,25	Не обн.
Al ₂ O ₃	15,86	21,21	28,30	41,11	36,13	"
TiO ₂	0,08	0,16	0,01	0,03	0,02	"
Fe ₂ O ₃	0,10	0,58	0,20	0,05	0,20	"
FeO	0,23	10,36	Сл.	0,08	1,23	0,10
MnO	0,20	1,73	Сл.	1,20	1,93	0,09
MgO	0,29	0,03	0,22	0,21	0,02	0,11
Li ₂ O	7,02	1,98	8,20	1,58	0,77	Не обн.
CaO	0,09	0,06	Не обн.	0,79	0,17	55,69
Na ₂ O	0,92	1,30	0,08	2,37	3,36	0,10
K ₂ O	9,92	9,60	0,01	0,23	0,53	Не обн.
Rb ₂ O	0,27	0,76	Не обн.	Не обн.	0,05	"
Cs ₂ O	0,52	0,46	"	"	Не обн.	"
P ₂ O ₅	Не обн.	Не обн.	"	"	"	41,50
H ₂ O ⁺	1,59	1,48	0,52	2,87	"	0,73
H ₂ O ⁻	0,20	0,10	0,20	0,20	0,22	0,02
F ₂	8,34	3,76	Не обн.	0,98	0,68	0,45
Cl	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1,31
B ₂ O ₃	Сл.	"	"	11,49	11,28	Не опр.
Сумма	103,75	102,13	100,15	100,99	99,84	100,86*
- O=F ₂	3,51	1,88		0,49	0,34	0,48
	100,24	100,25		100,50	99,50	100,38
Плотность (г/см ³)	2,880	3,01	3,005	3,070	3,110	3,198
N _g	1,556	1,579	1,671	1,642	1,640	1,649
N _{III}	1,552	1,557	1,661	—	—	—
N _p	1,532	1,548	1,654	1,617	1,621	1,642

* В сумму 100,86% (анализ хлор-апатита) включены прочие компоненты, составляющие 0,76%.

Возраст по рубеллиту¹ 1294 ± 200 млн. лет (без поправки на нерadioгенный стронций) вычислен по содержаниям Rb = 100ppm, Sr = 50ppm, $\lambda_{87\text{Rb}} = 1,39 \times 10^{-11}$ лет⁻¹. Поскольку рубеллит образован при замещении послеравалевского пегматита Аджмера, данное определение возраста рубеллита хорошо согласуется с (Rb-Sr) -возрастом (1600–1700 млн. лет), опубликованным А. Кроуфордом [2] для пегматита из Аджмера.

Происхождение пегматита. Имеются доказательства, что литиевые минералы в пегматитах района образованы в результате процессов замещения при воздействии гидротермальных растворов. Ранее утверждалось, что литиевые пегматиты существенно отличны от других пегматитов, представляющих собой "застывшую магму", необычно богатую так называемыми минерализаторами [6]. Результаты работ Дж. Кенна [4], В. Шеллера [6], подтвержденные лабораторными исследованиями литиевых минералов, заставили высказать новую теорию, отличную от выдвигавшихся ранее.

¹ Приведенный расчет возраста без данных изотопного анализа стронция некорректен. — *Прим. редколлегии.*

4. *Kemp J.F.* The pegmatites. — *Econ. Geol.*, 1924, vol. 19, p. 697–723.
5. *Naidu P.R.J.* 4-Axis Universal stage. Madras: Commercial Print. and Publ. House, 1958. 230 p.
6. *Schaller W.T.* The genesis of lithium pegmatite. — *Amer. J. Sci. Ser. 5*, 1925, vol. 10, p. 269–277.
7. *Shapiro L., Brannock W.W.* Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. — *Bull. U.S. Geol. Surv.*, 1962, N 1144-A, p. 56.

УДК 549+553.064+550.84

С.М. Зайнуддин, А. Райс

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ НЕКОТОРЫХ РАССЕЯННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЕГМАТИТАХ И ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ПОИСКОВ ПРОМЫШЛЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Разведка и поиски промышленной минерализации в пегматитах производились в Индии обычно несистематично и были связаны со значительными затратами средств, иногда ничем не окупавшихся. Разведчики не располагали критериями для определения локализации в пегматитах различных типов промышленной минерализации. В статье излагаются результаты изучения калиевых полевых шпатов пегматитов слюдяных поясов штатов Бихар и Раджастан. Изучение производилось с целью выявления геохимических критериев для выделения пегматитов с промышленной минерализацией мусковита, берилла и других минералов.

Наиболее низкие содержания Rb установлены в пустых пегматитовых телах. Мусковитовые пегматиты, пегматиты с берилловой, колумбит-танталитовой, литиевой и урановой минерализациями характеризуются последовательно более высокими содержаниями Rb. Вариации Ba и Sr в пегматитах различных типов не очень существенны. Однако отношения K/Rb , Ba/Sr , $Rb/(Ba+Rb)$ и Ba/Sr могут быть полезными геохимическими индикаторами наличия в пегматитах промышленной минерализации.

Согласно А. Гинзбургу [7], минеральный состав гранитных пегматитов зависит от глубины их формирования. Он приводит следующие ориентировочные оценки глубины формирования различных типов пегматитов:

керамические, мусковитовые и редкоземельные пегматиты формируются на глубинах больше 6–7 км;

бериллосодержащие, колумбит-танталитовые и литиеносные пегматиты формируются на глубинах от 3,5–4 до 6–7 км;

флюоритоносные, хрусталеносные пегматиты и пегматиты с проявлениями драгоценных камней формируются на глубинах 2–4 км.

Согласно Б. Шмакину [23], пегматиты, содержащие рассеянные элементы с большим ионным радиусом, такие, как Rb^+ , формируются на меньших глубинах, чем пегматиты, содержащие рассеянные элементы с малым ионным радиусом, такие, как Ba^{2+} и Sr^{2+} . Причину этого он усматривает в том, что на больших глубинах в условиях высокого давления (5–8 кбар) элементы с большим ионным радиусом не могут входить в структуру калиевых полевых шпатов, в то время как ионы с малым ионным радиусом, такие, как Ba^{2+} и Sr^{2+} , эту возможность сохраняют, вследствие чего происходит относительное обеднение кристаллической структуры крупными ионами; при малых давлениях преимущество для вхождения в решетку получают крупные ионы.

Происхождение различно минерализованных пегматитов Б. Шмакин [24] связывает с условиями давления, особенно давления летучих компо-

нентов, и температуры. Согласно его оценке, пегматиты Бихара сформировались на больших глубинах, чем пегматиты Неллора. На меньших глубинах происходило формирование пегматитов Раджастанхана. Однако А. Гинзбург [7] считает, что минерализация пегматитов связана с последовательными стадиями щелочного метасоматоза, причем каждая стадия обладает своими характерными геохимическими особенностями.

В настоящей статье излагаются результаты исследований некоторых пегматитов Аджмера в Раджастанхане и Кодарме в Бихарских слюдяных поясах. Исследования производились с целью выработки критериев для определения нахождения в пегматитах мусковитовой, берилловой, колумбит-танталитовой, литиевой и урановой минерализаций.

Раджастанханийский слюдяной пояс распространяется от окраины Джайпурского до Удайпурского района через Аджмер, Бхилвара, Пали и Тонк. Он охватывает площадь около 30 700 км² [6]. Бихарский слюдяной пояс протягивается от Гайя на западе до Бхагалпура на востоке, проходя через районы Хазарибагх, Навадах, Гиридах и Монгхир в штате Бихар.

Размещение пегматитов в обоих поясах контролируется структурными элементами и литологией вмещающих пород. В Раджастанхане пегматиты обычно интродуцируют гранатосодержащие слюдяные сланцы, слюдяные кварциты и реже кальциево-силикатные породы, доломиты и амфиболиты, метаморфизованные в условиях верхов эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций [6]. В Бихарском слюдяном поясе пегматиты приурочены преимущественно к слюдяным сланцам, реже к слюдяным кварцитам и еще реже к роговообманковым сланцам [14].

А. Виноградов и соавторы определили возраст лепидолита и мусковита из пегматитов Раджгарха и Аджмера Раджастанханского слюдяного пояса в 900±50 млн. лет [32]. М. Нагпал и К. Нагпаул, используя метод треков, датировали когенетические минералы из пегматитов Бхилвара: мусковит ≈800 млн. лет, биотит и апатит ≈600 млн. лет [16]. Определение радиогенного возраста пегматитов Бихарского слюдяного пояса было произведено А. Холмсом [11] и Т. Махадеваном и Д. Асватхнараяном [13] по монацитам из пегматита Пичхли гайянского района. Согласно их определениям, возраст пегматитов 955±40 млн. лет. Определенный методом треков возраст четырех когенетических минералов — граната, мусковита, биотита и апатита, отобранных из различных пегматитов Бихарского слюдяного пояса, оказался равным 830, 760, 595 и 590 млн. лет соответственно [12].

Б. Шмакин и соавторы на основании изучения калиевых полевых шпатов из различных пегматитов высказали предположение, что рассеянные элементы могут служить индикаторами геохимической специализации пегматитов [25]. Считается, что хорошим индикатором степени фракционирования может служить Rb⁺, поскольку он не образует собственных минералов, как Cs⁺, но замещает K⁺ в калийсодержащих минералах [27, 33]. В процессе дифференциации магматических серий величина отношения K/Rb уменьшается [10, 26, 28, 29]. С. Тейлор и К. Хейер выдвинули предположение, что пегматиты являются крайними продуктами дифференциации магматических пород и характеризуются повышенным содержанием Rb⁺ в отношении к K⁺ с соответствующим уменьшением K/Rb [31]. Однако уменьшение отношения K/Rb происходит лишь на самых заключительных стадиях процесса [33].

Sr²⁺ и Ba²⁺ также могут замещать K⁺, поскольку K⁺ имеет радиус, промежуточный между радиусами двух вышеназванных ионов. Sr²⁺ замещает K⁺ легче, чем Ba²⁺, потому, что его ионный радиус ближе к ионному радиусу K⁺ [19]. Как Sr²⁺, так и Ba²⁺ ведут себя в соответствии с прин-

Таблица 1

Концентрация K, Rb, Ba, Sr и их отношения в калиевых полевых шпатах пегматитов из слюдяных поясов Раджастхана и Бихара (концентрация K в процентах, концентрация Rb, Ba и Sr — в г/т)

Компонент	Номер образца						
	1	2	3	4	5	6	7
K	11,16	11,41	11,20	11,16	11,16	11,16	10,83
Rb	1182	883	1480	2976	558	2938	2026
Ba	150	3763	515	200	1512	288	115
Sr	48	165	103	76	36	30	37
K/Rb	94,42	129,22	75,68	37,50	200,00	37,99	53,46
Ba/Rb	0,13	4,26	0,35	0,07	2,17	0,10	0,07
Ba/Sr	8,33	22,81	5,00	2,63	42,00	9,60	3,12
Rb/Sr	65,67	5,35	14,37	39,16	15,5	97,93	54,76
Rb/(Ba + Rb)	0,89	0,11	0,74	0,94	0,27	0,91	0,95

Таблица 1 (окончание)

Компонент	Номер образца						
	15	16	17	18	19	20	21
K	11,66	11,60	11,62	He обн.	14,11	14,11	13,69
Rb	2787	620	3024	418	2726	4274	6580
Ba	—	574	214	1044	400	125	318
Sr	27	51	36	79	39	37	52
K/Rb	41,84	187,10	38,43	—	51,76	33,01	20,81
Ba/Rb	—	0,93	0,07	2,50	0,15	0,03	0,05
Ba/Sr	—	11,26	5,94	13,22	10,26	3,38	6,12
Rb/Sr	103,22	12,16	84,00	5,29	69,89	115,51	126,54
Rb/(Ba+Rb)	—	0,52	0,93	0,29	0,87	0,97	0,95

ципом захвата [29]. Ba^{2+} , однако, входит в ранние калиевые минералы, и содержание его уменьшается в ходе дифференциации. К. Хейер и С. Тейлор [9] ссылаются на Дж. Брея [4], который установил, что в калиевых полевых шпатах пегматитов происходит увеличение отношения Sr^{2+}/Ba^{2+} . Sr^{2+} предпочтительно сохраняется в магме вследствие его более ковалентной связи с кислородом, чем у бария [29]. Увеличение отношения Sr^{2+}/Ba^{2+} по мере развития процесса фракционирования может быть обусловлено тем, что вследствие более ионного характера связи Ba—O ион Ba^{2+} легче входит в решетку ранних калиевых полевых шпатов, чем ион Sr^{2+} [10]. В процессе кристаллизации последовательность вхождения ионов в кристаллическую решетку калиевого полевого шпата следующая: Ba, затем Sr, затем Ca. Как следствие, Ba^{2+} истощается быстрее, чем Sr^{2+} . Отношение Ba/Sr в процессе кристаллизации уменьшается и может служить чувствительным индикатором фракционирования в калиевых полевых шпатах [29].

С тем чтобы изучить особенности минералогии и распределения рассеянных элементов в различных типах пегматитов и выработать критерии для нахождения различных типов промышленной минерализации, пегматиты

	Номер образца						
	8	9	10	11	12	13	14
	11,62	11,16	11,20	11,79	11,62	11,16	11,82
	591	1426	2966	712	678	780	1060
	3113	115	120	722	He обн.	428	He обн.
	216	41	34	36	10	25	50
	196	78,26	37,76	151,54	171,39	143,08	111,51
	5,27	0,08	0,04	1,01	—	0,55	—
	14,41	2,80	3,53	20,06	—	17,12	—
	2,74	34,78	87,24	19,78	67,8	31,20	21,20
	0,16	0,93	0,96	0,50	—	0,65	—

	Номер образца						
	22	23	24	25	26	27	28
	11,62	11,82	12,65	12,86	12,52	12,52	12,52
	2826	433	841	1018	513	453	753
	192	4058	He обн.	296	2324	5333	He обн.
	35	186	35	30	315	256	61
	41,12	272,98	150,42	126,33	244,05	276,38	166,27
	0,07	9,37	—	0,29	4,53	11,77	—
	5,49	21,82	—	9,87	7,38	20,83	—
	80,75	2,33	24,03	33,93	1,63	1,77	0,08
	0,94	0,10	—	0,77	0,18	0,08	—

были расклассифицированы по содержащейся в них промышленной минерализации на следующие типы:

1. Мусковитовые пегматиты (MS-пегматиты).
2. Берилловые и колумбит-танталитовые пегматиты (BC-пегматиты).
3. Литиеносные и ураноносные пегматиты (LU-пегматиты).
4. Безрудные пегматиты (к этой группе отнесены пегматиты, по всей видимости, не содержащие промышленно ценной минерализации).

Большинство изученных колумбит-танталитовых пегматитов ранее служили промышленными источниками берилла, в связи с чем они и были объединены в одну группу. Литиевая и урановая минерализация постоянно встречаются вместе, что позволяет соответствующие пегматиты также объединить в один тип.

Поскольку затруднительно получить представительные пробы для всего пегматитового тела вследствие его зональности и исключительно большого размера слагающих зерен, опробовались зерна отдельных минералов — калиевого полевого шпата, кварца и мусковита из различных зон пегматитового тела. Калиевые полевые шпаты отбирались из полевошпатовой зоны — второй после кварцевого ядра зоны в зональных пегматитах.

Таблица 2

Средние содержания рассеянных элементов в мусковитах из LU-, BC-, MS- и безрудных пегматитов

Элемент	LU(5)	BC(6)	MS(3)	Безрудные (3)
K	8,03	8,12	7,86	8,00
Rb	1017	775	458	169
Sr	49	47	48	42
K/Rb	86	169	217	498
Rb/Sr	21,22	16,38	9,44	4,10

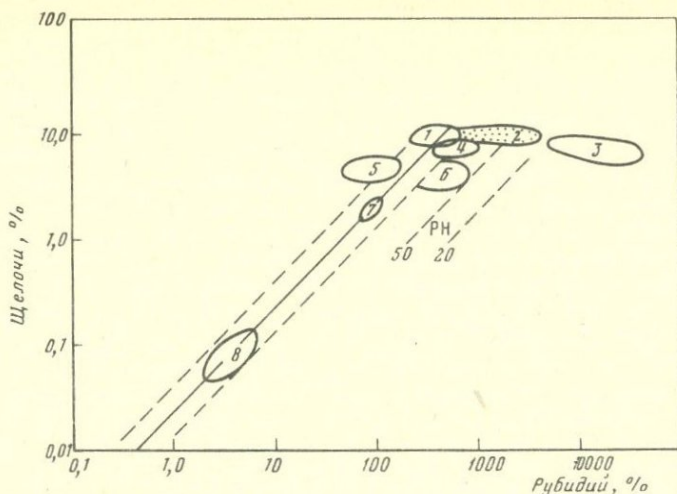
Примечание. Цифры в скобках показывают число анализированных образцов.

Калиевые полевые шпаты из различных типов пегматитов анализировались на содержание K_2O и некоторых рассеянных элементов. Определения содержания K_2O производились экспрессным методом, предложенным Шапиро и Бранноком [21]. Содержания Rb и Sr определялись рентгеновской флюоресцентной спектрофотометрией (табл. 1, 2).

В изученных калиевых полевых шпатах устанавливаются значительные вариации величины K/Rb — от 20 до 276. Согласно К. Хейеру и Дж. Адамсу [8], С. Тейлору [29] и Шоу [22], нормальные вариации величины отношения K/Rb лежат в пределах 160–300. Согласно М. Мануйловой [15], наибольшие содержания Rb^+ устанавливаются в редкометальных пегматитах, наименьшие — в мусковитовых пегматитах. М. Мануйлова и соавторы [15] и Г. Одиакдзе [17] пришли к выводу, что (K/Rb)-отношение может использоваться как геохимический индикатор при поисках редкометальных пегматитов. Величина (K/Rb)-отношения в калиевых полевых шпатах из различных типов пегматитов была нанесена на диаграммы С. Тейлора [29] и Д. Шоу [22] (рис. 1).

Большинство точек на рисунке попали в зону, отвечающую полю "пегматитовые полевые шпаты" на диаграмме С. Тейлора [29] с некоторым горизонтальным разбросом. На рисунке также показано размещение точек (K/Rb)-отношения на диаграмме Д. Шоу [22], представляющей вероятный путь возможного (K-Rb)-фракционирования в различных сериях магматических пород. Как видно, данные по калиевым полевым шпатам из пегматитов не согласуются с *PH*-трендом диаграммы — большинство точек показывает повышенное содержание рубидия и лишь немногие заключены в пределах нормальных вариаций параметра, установленных Л. Аренсом и соавторами [2]. Подобные же пределы вариации величины K/Rb были установлены многими другими авторами и поэтому могут считаться стандартными [3, 9, 22, 30]. Образцы, выходящие за эти пределы, рассматриваются как аномальные по величине K/Rb [29, 22]. Особые поля для различных типов пегматитов при этом не выделяются. Поскольку вариации в содержании K^+ во всех образцах калиевых полевых шпатов незначительны, очевидно, что расположение точек на диаграмме является функцией содержания Rb^+ . Д. Шоу [22] установил также, что в большинстве случаев параметр R ($K\% \times 10\,000/Rbppm$) обнаруживает тренд в направлении к более молодым образованиям, выражающийся в последовательном увеличении содержания Rb^+ при почти неизменном содержании K^+ .

Результаты анализов в координатах $Rb^+ - K/Rb$ показаны на рис. 2 и 3. Распределение точек на диаграмме рис. 2 соответствует модели О. Став-



Р и с. 1. Отношение К/Rb в калиевых полевых шпатах пегматитов из Бихарского и Раджастанского слюдяных поясов [29]

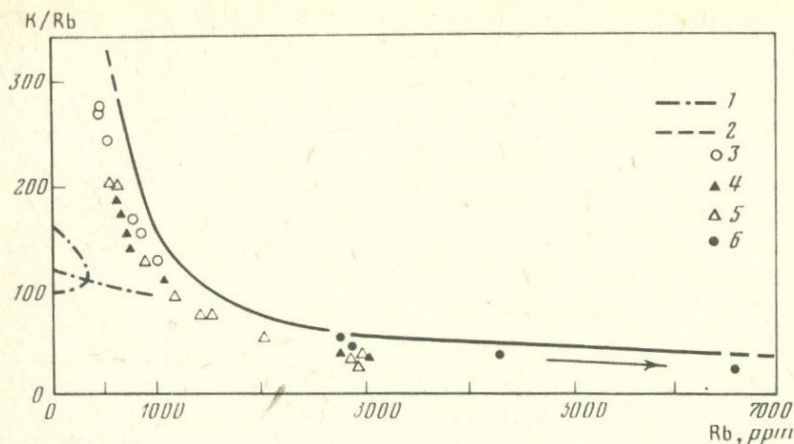
РН — пегматитовые гидротермальные породы [22], точки — изученные образцы
 1 — калиевые полевые шпаты, 2 — пегматитовые полевые шпаты, 3 — лепидолиты,
 4 — биотит, 5 — сиенитовые полевые шпаты, 6 — граниты поздней стадии, 7 — граниты,
 8 — базальты

рова [27], на диаграмме рис. 3 — другой модели О. Ставрова [1]. Из рис. 3 можно заключить, что пегматиты являются продуктами дифференциации гранитной магмы. Расположение точек на рис. 3, а близко к линейному.

Различные типы пегматитов на рис. 3 размещаются в различных полях диаграммы. Безрудные пегматиты с высоким отношением К/Rb и низким содержанием Rb^+ располагаются на одном конце, LU-пегматиты с низким отношением К/Rb и высоким содержанием Rb^+ — на другом. ВС-пегматиты располагаются вблизи поля LU-пегматитов, MS-пегматиты — вблизи поля безрудных пегматитов. Поскольку общепринято, что отношение К/Rb уменьшается, а содержание Rb^+ увеличивается в процессе дифференциации, можно предположить, что безрудные пегматиты являются наименее дифференцированными, затем следуют мусковитовые пегматиты (MS-пегматиты) и берилл-колумбит-танталитовые пегматиты (ВС-пегматиты), пегматиты с урановой и литиевой минерализацией относятся к наиболее глубоко дифференцированному типу. (К/Rb)-отношение в мусковитах, отобранных из этих типов пегматитов, показывает аналогичные результаты и тем самым подтверждает сделанный выше вывод.

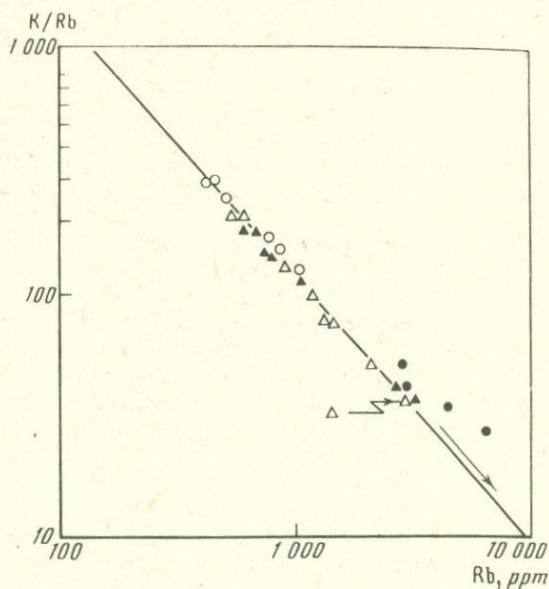
Rb^+ предпочтительно накапливается в остаточных расплавах, а Ba^{2+} предпочтительно концентрируется в ранних калийсодержащих минералах, замещающая K^+ . Поскольку таким образом происходит увеличение концентрации Rb^+ по отношению к Ba^{2+} , величина отношения Ва/Rb по мере фракционирования уменьшается. Величина (Ва/Rb)-отношения в калийсодержащих минералах рассматривается как индикатор степени фракционирования [31].

Данные о (Ва/Rb)-отношении показывают, что лишь немногие образцы следуют тренду фракционирования, пробы из поздних (LU)-пегматитов отклоняются от основного тренда. Данные по безрудным пегматитам не



Р и с. 2. Зависимости содержаний Rb и K/Rb отношения в калиевых полевых шпатах пегматитов из Бихарского и Раджастханского слюдяных поясов

1 — гранитная фаза, II фаза [1]; 2 — вектор дифференциации [1]; 3–6 — пегматиты: 3 — безрудные, 4 — мусковитовые, 5 — бериллий-колумбитовые, 6 — литий-урановые



Р и с. 3. Зависимости содержаний Rb- и (K/Rb)-отношения в натриевых полевых шпатах пегматитов из Бихарского и Раджастханского слюдяных поясов [1]

Условные обозначения те же, что и на рис. 2

выходят за пределы разброса параметра, положение точек показывает, что эти пегматиты сравнительно с другими пегматитами представляют наименее дифференцированный тип. Поля безрудных пегматитов и LU пегматитов образуют размытые зоны по краям диаграммы. Поле MS-пегматитов расположено между ними. ВС-пегматиты образуют две зоны — одна между

LU- и MS-пегматитами и другая между MS-пегматитами и безрудными пегматитами.

Использование (Rb/Sr)-отношения дополняет сведения об изменении химического состава пород, ассоциирующих с минерализацией. Согласно И. Плимеру и соавторам, это отношение может использоваться как полезный индикатор различных типов минерализации [18].

На рис. 4 приведены данные по изученным пегматитам в координатах Rb/Sr—Ba/Rb. Как видно, различные типы пегматитов образуют на диаграмме различные зоны. Диаграмма показывает, что отношения Ba/Rb и Rb/Sr характеризуются противоположно направленными трендами. LU-пегматиты и ВС-пегматиты с низкими значениями Ba/Rb и высокими значениями Rb/Sr располагаются у одного конца диаграммы. Безрудные пегматиты с высокими значениями (Ba/Rb)-отношения и низкими значениями Rb/Sr располагаются у другого конца. Некоторые определения, однако, отклоняются от этой закономерности, что дает основание рассматривать их как аномальные.

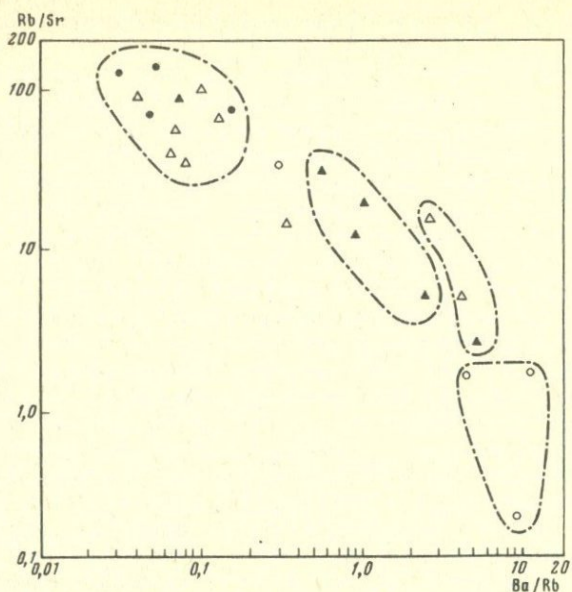
Поскольку общепринято считать, что (Ba/Rb)-отношение уменьшается, а (Rb/Sr)-отношение увеличивается в процессе фракционирования, на основании данных, приведенных на рис. 4, можно предположить следующий порядок дифференциации: безрудные пегматиты, MS-пегматиты, ВС-пегматиты и LU-пегматиты, что согласуется с выводами, сделанными на основании данных, приведенных на рис. 3 и 4.

Данные о содержании Rb, Ba и Sr были нанесены также на диаграмму (рис. 5). Содержание Sr^{2+} обычно ниже 5% (за исключением нескольких образцов), поэтому характер диаграммы определяется в основном вариациями Rb^+ и Ba^{2+} . Различные типы пегматитов образуют на диаграмме различные поля. Безрудные пегматиты с высокими содержаниями Ba^{2+} и низким содержанием Rb^+ располагаются вблизи бариевого угла диаграммы. LU-пегматиты вместе с ВС-пегматитами образуют обособленное поле вблизи рубидиевого угла диаграммы. MS-пегматиты образуют широкое поле между ними, обнаруживая таким образом значительные вариации в содержании Rb^+ и Ba^{2+} . Несколько точек ВС-пегматитов и MS-пегматитов с аномальными содержаниями элементов располагаются вблизи зоны пустых пегматитов.

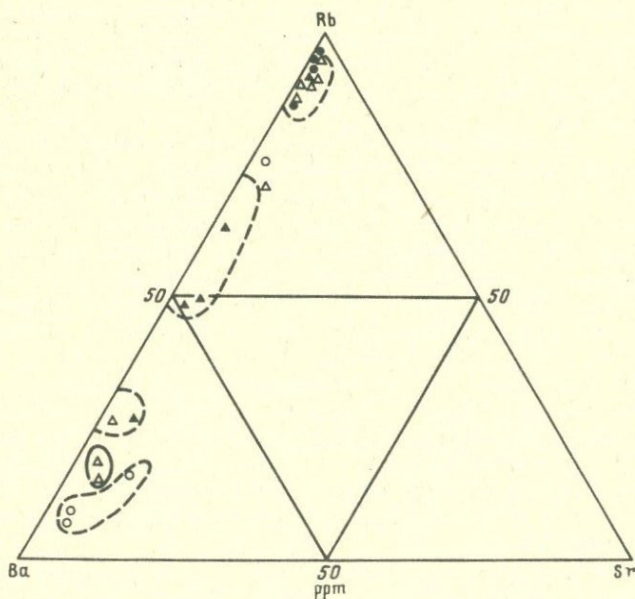
Ba^{2+} и Sr^{2+} входят в ранние калиевые полевые шпаты, вследствие чего их содержание по мере дифференциации уменьшается, причем содержание Sr^{2+} в отношении к Ba^{2+} увеличивается. Поскольку Rb^+ предпочтительно накапливается в остаточном расплаве, его содержание по сравнению со Sr^{2+} увеличивается. Таким образом, по мере дифференциации устанавливается следующая последовательность вхождения элементов в калиевые полевые шпаты: $Ba^{2+} < Sr^{2+} < Rb^+$, вследствие чего происходит уменьшение отношений Ba/Sr, Ba/(Ba + Sr) и Ba/Rb и увеличение отношений Rb/Sr и Rb/(Ba + Rb).

Выводы, вытекающие из анализа диаграммы на рис. 5, согласуются с выводами, сделанными ранее на основании анализа рис. 3—5. Безрудные пегматиты представляют наименее дифференцированный тип, их точки располагаются вблизи бариевого угла диаграммы: LU-пегматиты и ВС-пегматиты являются наиболее дифференцированными образованиями, их точки располагаются вблизи рубидиевого угла диаграммы. MS-пегматиты представляют промежуточный тип.

Приведенные данные о содержаниях K^+ и Rb^+ в полевых шпатах об изменениях (K/Rb)-отношения показывают, что наиболее обогащены Rb^+ и соответственно характеризуются наименьшим отношением K/Rb образцы из литиеносных и ураноносных пегматитов. Это позволяет предположить,



Р и с. 4. Отношения Rb/Sr и Ba/Rb в натриевых полевых шпатах пегматитов из Бихарского и Раджастанского слюдяных поясов
Условные обозначения те же, что на рис. 2



Р и с. 5. Соотношения содержаний Ba, Rb и Sr в калиевых полевых шпатах пегматитов из Бихарского и Раджастанского слюдяных поясов
Условные обозначения те же, что на рис. 2

что LU-пегматиты представляют продукт наиболее глубокой дифференциации. Безрудные пегматиты, характеризующиеся наименьшими содержаниями Rb^+ и наиболее высокими значениями K/Rb , по-видимому, представляют наименее дифференцированный тип. Несколько более высокая степень дифференциации отличает мусковитовые пегматиты, характеризующиеся более высокими содержаниями Rb^+ и более низкими значениями K/Rb , чем безрудные пегматиты. Берилловые и колумбит-танталитовые пегматиты характеризуются сравнительно с безрудными и мусковитовыми пегматитами несколько более высокими содержаниями Rb^+ , но не столь высокими, как у литиеносных и ураноносных пегматитов. Соответственно их (K/Rb) -отношение имеет также промежуточные значения.

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что (K/Rb) -, (Ba/Sr) -, $Rb/(Ba + Rb)$ - и (Ba/Rb) -отношения в калиевых полевых шпатах могут использоваться как геохимические индикаторы для выделения в Индии пегматитов с различными типами промышленной минерализации. Диаграммы в координатах $Ba^{2+}-Rb^+$ и $Ba/Rb-Rb/Sr$ могут быть также полезными индикаторами типа изучаемых пегматитов.

Настоящая работа была выполнена по Программе Комиссии Университетских Фондов, чья финансовая помощь с благодарностью отмечается.

ЛИТЕРАТУРА

1. Стэров О.Д. Рубидий — индикатор процесса дифференциации гранитных магм. — Сов. геология, 1966, № 6, с. 101—112.
2. Ahrens L.H., Pinson W.H., Kearns M.M. Associations Rb and potassium, and their abundance in common igneous rocks and meteorites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1952, vol. 2, p. 229—242.
3. Ahrens L.H. Minor elements in rocks. — Nature, 1954, vol. 174, p. 811—816.
4. Bray J.M. Spectroscopic distribution of minor elements in igneous rocks from Jamestown, Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1942, vol. 53, p. 765—814.
5. Condie K., Lo H.H. Trace element geochemistry of the Louis Lake batholith of early pre-Cambrian age, Wyoming. — Geochim. et cosmochim. acta, 1971, vol. 35, p. 1099—1119.
6. Dutta A.K. Internal structure, petrology and mineralogy of calc-alkalibe pegmatites in parts of Rajasthan. — Mem. Geol. Surv. India, 1973, vol. 102, p. 112.
7. Ginzbourg A.I. Specific geochemical features of the pegmatitic process. — In: Proc. XXI Intern. Geol. Congr., Norden, 1960, pt 17, p. 111—121.
8. Heier K.S., Adams J. The geochemistry of Alkali Metals. — Phys. Chem. Earth, 1964, vol. 5, p. 253—381.
9. Heier K.S., Taylor S.R. Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Ti in Southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959a, vol. 15, p. 284—304.
10. Heier K.S., Taylor S.R. Distribution of Ca, Sr and Ba in Southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959b, vol. 17, p. 286—304.
11. Holmes A. Age of uraninite from a pegmatite near Singer village, Gaya district, India. — Amer. Miner., 1950, vol. 35, N 1/2, p. 19—28.
12. Lal N., Saini H.S., Nagpal K.K., Sharma K.K. Tectonic and cooling history of Bihar Mica Belt as revealed by fission track analysis. — Tectonophysics, 1976, vol. 34, N 3/4, p. 163—180.
13. Mahadevan C., Aswathnaryana U. Age levels of Archaean structural provinces. — Curr. Sci., 1955, vol. 24, p. 73—74.
14. Mahadevan T.M., Maithani J.B.P. Geology and petrology of the mica pegmatites in parts of Bihar Mica Belt. — Mem. Geol. Surv. India, 1967, vol. 93, p. 114.
15. Manuylova M.M., Petrov L.L., Rybakova M.M. Distribution of alkali metals and beryllium in pegmatite minerals from the North Baykalian pegmatite belt. — Geochem. Int., 1965, vol. 2, p. 309—321.
16. Nagpal M.K., Nagpal K.K. Thermal history of Rajasthan pegmatites of India as revealed by fission track studies. — Canad. J. Earth Sci., 1974, vol. 11, p. 519—525.
17. Odikadze G.L. Some geochemical characteristics of K, Rb and Tl in the granitoids of the Dzirul crystalline massif Western Georgia. — Geochem. Int., 1967, vol. 4, N 1/3, p. 58—67.
18. Plimer I.R., Elliott S.M. The use of Rb/Sr ratios as a guide to mineralisation. — J. Geochem. Explor., 1979, vol. 12, p. 1—34.

19. Rankama K., Sahama Th.G. Geochemistry. Chicago: Univ. Chicago press, 1950, vol. 9, p. 912.
20. Siedner G. Distribution of alkali metals and thallium in some south-west African granites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, p. 1303—1315.
21. Shapiro L., Brannock W.W. Rapid analysis of silicate, carbonate and phosphate rocks. — Bull. US Geol. Surv., 1962, vol. A56, p. 1144.
22. Shaw D.M. A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. — Geochim. et cosmochim. acta, 1968, vol. 32, p.573—601.
23. Shmakin B.M. The role of pressure in geochemical differentiation of granites and pegmatites. — Geochem. Int., 1971, vol. 8, N 6, p. 913—918.
24. Shmakin B.M. The genetic types and the geochemical specialization of pre-Cambrian pegmatites of India. — In: Recent researches in geology/Ed. by V.K. Verma, 1973, vol. 1.
25. Shmakin B.M., Glebov M.P., Afonina G.G., Petrov M.G. Some characteristics of composition and structural state of potassic feldspars from rare-metal pegmatites. — Geochem. Int., 1975, vol. 12, N 6, p. 22—28.
26. Stavrov O.D., Stolyarov I.S., Lovcheva E.I. Geochemistry and origin of the Verkh-Iset, granitoid massif in the central Ural. — Geochem. Int., 1970, vol. 6, p. 1113—1146.
27. Stavrov O.D. Ore content in granites and the geochemistry of Rb. — Geochem. Int., 1971, vol. 8, p. 739—754.
28. Taubeneck W.H. An appraisal of some K-Rb ratios in igneous rocks. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, p. 475—480.
29. Taylor S.R. Application of trace elements data to problems of petrology. — Phys. Chem. Earth., 1965, vol. 6, p. 133—213.
30. Taylor S.R., Emeleus C.H., Exley C.S. Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. — Geochim. et cosmochim. acta, 1956, vol. 10, p. 224—229.
31. Taylor S.R., Heier K.S. The petrological significance of trace element variations in alkali feldspars. — In: Proc. 21st. Intern. Geol. Congr., Norden, 1960, pt 14, p. 47—61.
32. Vinogradov A.P., Tugarinov A., Zhykov C. et al. Geochronology of the Indian Precambrian. — In: Proc. XXII Intern. Geol. Congr., New Delhi, India, 1964, pt 10, p. 553—567.
33. Zlobin B.I., Lebedev V.I. Geochemical relationship of Li, Na, K, Rb and Tl in alkali magma and its petrogenetic significance. — Geochem. Trans., 1960, p. 101—124.

УДК 549 + 553.064 + 550.84

Дж. Батачариджи

ИЗМЕНЕНИЕ СОДЕРЖАНИЙ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ В ПОЛЕВЫХ ШПАТАХ КАК КРИТЕРИЙ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МУСКОВИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПЕГМАТИТОВОМ ПОЯСЕ БХИЛВАРА, РАДЖАСТХАН, ИНДИЯ

В ходе систематического изучения геохимических особенностей различных пегматитовых минералов автор исследовал распределение некоторых элементов-примесей в калиевых полевых шпатах и плагиоклазах. Целью исследований было выявление генетических связей между пегматитами различных групп и определение возможностей использования особенностей распределения элементов-примесей в полевых шпатах при поисках и прогнозировании месторождений слюды.

Элементы-индикаторы мусковитовой минерализации пока не выявлены. На важность элементов-примесей в минералах как геохимических индикаторов оруденения указывал И. Гинзбург [2]. Первая попытка выявления индикаторных элементов-примесей в полевых шпатах редкометальных пегматитов была сделана в 1957 г. Боровик-Романовой и Соседко [3]. Позднее М. Мануилова с соавторами [9], В. Гордиенко [3] и Б. Шмакин [14, 15] провели детальные геохимические исследования редкометальных и мусковитовых пегматитов с целью выявления таких индикаторов. Следует отметить также фундаментальную работу под редакцией К. Власова

[20] и ряд других работ, развивающих геохимию щелочных полевых шпатов [5, 8, 13, 15, 19].

Первое значительное исследование пегматитов Индии было проведено А.К. Саха с соавторами [12], в результате чего в слюдяном поясе Бихар было выделено три генерации пегматитов. При этом было установлено увеличение содержания Rb и уменьшение K/Rb в переходе от деформированных (безрудных) пегматитов через мусковитовые к пегматитам, несущим радиоактивные минералы. Наиболее полная сравнительная характеристика геохимии пегматитов главного слюдяного пояса Индии выполнена Б. Шамакиным.

Настоящая статья подготовлена в процессе выполнения Программы исследования слюды, осуществляемой Геологической службой Индии. Автор пользуется случаем выразить благодарность за поддержку и руководство С.М. Матуру, К.Д. Шукла, возглавивших Отделение Геологической службы в Дорисе во время выполнения исследований. Химические анализы образцов были выполнены М.Д. Сатхе, Джогиндер Синхом, В.П. Риши под руководством Б.Н. Батачариа. Автор благодарен всем им. Ценные советы и консультации получены автором от проф. А.К. Саха (Калькутта) и М.В. Чаддхари (Раджастханский университет).

На заключительном этапе исследования работы выполнялись под руководством и при содействии Дж.М. Банерджи, М.К. Хоре, М.В. Мурти и М. Зиаддина.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПЕГМАТИТОВ БХИЛВАРА И ФАКТИЧЕСКАЯ ОСНОВА ИССЛЕДОВАНИЙ

Пегматиты в слюдяном поясе Бхилвара представлены двумя группами [7]. Деформированные пегматиты относятся к доаравийским (древнее 2,5 млрд. лет), а недеформированные — к последельийскому периоду (моложе 1,2 млрд. лет). Деформированные пегматиты как правило безрудны. Мусковитовая и редкометалльная минерализации встречаются среди пегматитов второй группы.

В поясе Бхилвара пегматиты замещают слюдистые кристаллические сланцы амфиболитовой фации, а также мигматиты и располагаются на удалении от последельийских гранитов, с которыми они генетически связываются [1]. В соответствии с их промышленной значимостью и геохимическими особенностями недеформированные пегматиты разделяются на следующие типы: I — безрудные пегматиты, содержащие лишь небольшие мусковитовые блоки, не имеющие экономического значения; II — мусковитовые пегматиты, имеющие промышленное значение; III — редкометалльные пегматиты, содержащие Be, Nb—Ta, Li, Sn, W и другие металлы, а также мусковит. В промышленных концентрациях представлен только Be.

Для решения поставленных задач аналитически были изучены 21, 26 и 7 образцов безрудных и рудоносных пегматитовых тел всех трех типов соответственно. Щелочные полевые шпаты были представлены 33, 23 и 23 пробами соответственно, плагиоклазы — 14, 54 и 17. Пробы были отобраны из относительно неизмененных пегматитов, не содержащих чужеродного материала, особенно темноокрашенных минералов. Однако отмечено присутствие зеленой и бесцветной слюды в частицах до 0,2 мм.

Все образцы были подвергнуты спектральному анализу на Li, Rb, Cs, Ba, Sr, Pb, Be и Ca с точностью $\pm 30\%$. Na, K и Ca определены в 33, 23 и 20 образцах щелочного полевого шпата и 14, 46 и 14 — плагиоклаза из пегматита I, II, III типов. Na и K определялись методом атомной адсорбции с точностью $\pm 10\%$ (табл. 1, 2).

Таблица 1

Результаты анализа щелочных полевых шпатов из пегматитов слюдяного пояса Бхилвара, Раджастхан

Компонент	Безрудные пегматиты, I тип		Мусковитовые пегматиты, II тип		Мусковит-редкометалльные пегматиты, III тип	
	R	V _I	R	V _{II}	R	V _{III}
Li	< 2-20	6	< 2-30	9	5-70	12
Rb	100-400	250	300-1000	509	500-4000	1052
Cs	< 50-300	37	< 50-500	64	< 50-700	117
Ba	70-4000	1048	20-1600	279	10-500	165
Sr	< 10-3000	92	< 10-200	76	< 10-150	42
Pb	100-3000	660	150-2000	616	100-1000	550
Ga	< 5-35	13	5-30	12	10-70	31
Be	< 5-25	6	< 5-15	5,60	5-100	24
Ba/Sr	1-500	18	1-30	4	1-20	3,60
Rb/Sr	0,10-40	6	3-160	23	7-200	33
Ba/Rb	0,40-50	9,60	0,10-2,50	0,90	0,01-0,40	0,19
K/Pb	20-968	181	54-662	148	95-878	150
K/Ba	19-1430	235	62-5420	491	145-2608	524
K/Rb	110-941	437	98-359	201	21-214	112
Ca/Sr	0,93-250	27	3,5-160	39	6-100	23
Ca/Ba	0,02-11,40	2,43	1-50	8	1-50	6
Or	30,40-83,20	67,60	64,00-79,50	74,10	63,60-83,50	72,50
Ab	15,10-68,10	28,80	20,00-30,00	25,70	16,20-35,60	26,30
An	0,30-2,40	0,89	0,20-0,60	0,85	0,20-1,10	0,53

R — содержания (элементы-примеси — в ppm; Or, Ab, An — в мольных %). V_{I,II,III} — средние геометрически взвешенные значения.

Таблица 2

Результаты анализа плагиоклазов из пегматитов слюдяного пояса Бхилвара, Раджастхан

Компонент	Безрудные пегматиты, I тип		Мусковитовые пегматиты, II тип		Мусковит-редкометалльные пегматиты, III тип	
	R	V _I	R	V _{II}	R	V _{III}
Li	< 2-25	6	2-70	15	5-350	31
Rb	5-100	22	5-120	25	5-200	58
Cs	< 50-100	< 50	< 50-50	< 50	< 50-300	< 50
Ba	< 10-250	60	< 10-450	74	< 10-100	17
Sr	< 10-2000	91	< 10-1000	145	< 10-200	30
Pb	15-1000	107	20-500	199	10-500	102
Be	< 5-50	21	10-100	23	5-100	20
Ga	5-30	17	< 5-40	13	10-100	23
Ba/Rb	0,14-12,50	2,69	0,14-15,00	3,38	0,002-350	0,66
Ba/Sr	0,08-14,00	0,72	0,06-10,00	0,54	0,25-1,40	0,58
Rb/Sr	0,01-20,00	0,23	0,006-14,00	0,29	0,20-40,00	2,15
K/Rb	53-493	135	17-1300	154	28-800	47
Ca/Sr	14-780	120	1,60-1640	75	26-1460	260
K/Ba	5-570	51	9-870	108	47-1500	238
K/Pb	3-227	28	5-270	20	10-270	52
Or	0,80-11,10	2,36	1,00-18,60	2,88	1,80-5,50	2,75
Ab	68,60-96,90	87,90	77,00-95,40	87,90	87,40-97,10	91,60
An	0,30-28,10	5,98	0,70-14,20	6,69	0,90-8,90	4,03

Изучены соотношения ортоклазовой, альбитовой и анортитовой составляющих полевых шпатов, устанавливаемые по отношению $K_2O : Na_2O : CaO$. Распределение главных компонентов и элементов-примесей в пегматитах различных типов проанализировано с помощью статистического метода (t -теста).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Помимо изучения геохимических особенностей пегматитов на основе дву-полевошпатового геотермометра Барта, модифицированного Дж. Шормером [17], проанализированы температуры их образования. Дж. Шормером учитывается влияние давления на температуру и выделяются ступени в 1, 2, 5 и 10 кбар.

Для определения температуры образования пегматитов пояса Бхилвара была принята ступень в 5 кбар, что отвечает данным Б. Шмакина [15] об образовании мусковитовых пегматитов в Сибири и Индии при давлении 6–8 кбар, а редкометалльных — 4–5 кбар. Таким путем установлено, что температура кристаллизации пегматитов I типа была равной 570–660°C (в среднем 620°C), 560–600°C (ср. 580°C) — для II и 520–580°C (ср. 550°C) — для III типа. В безрудных пегматитах содержание альбита в щелочном (калиевом) полевошпате составляет 21,60–41,20%, а в плагиоклазе — 68,60–96,50%. Те же соотношения в мусковитовых пегматитах равны 23,40–30,00% и 86,00–94,00%, а в редкометалльных 19,40–25,50% и 91,30–93,10%.

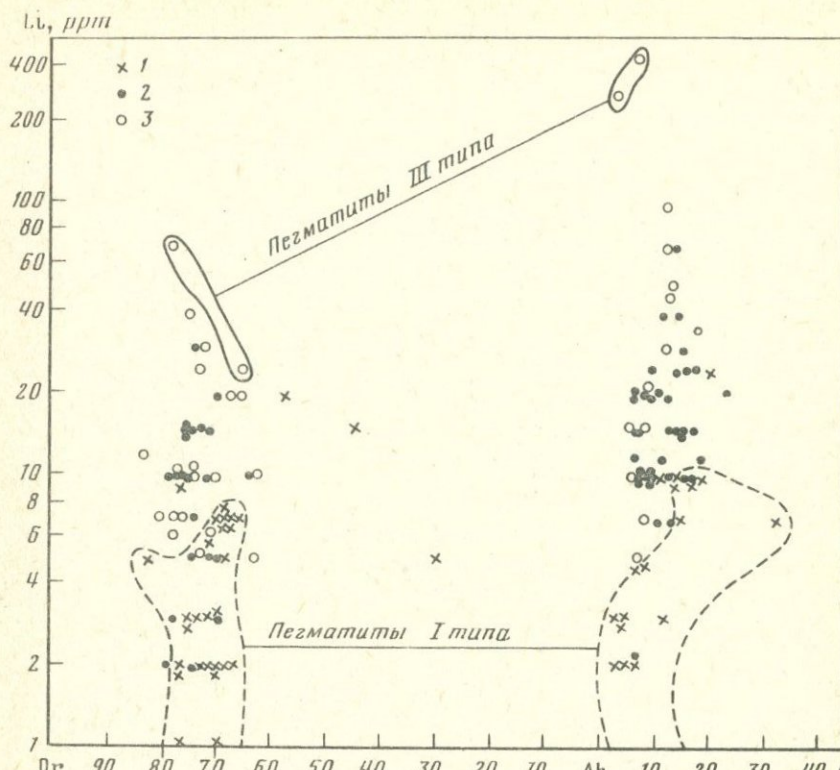
Полученные данные о температурах образования пегматитов хорошо согласуются с результатами исследований Б. Шмакина [15], который по различным геотермометрам определяет температуры формирования магматических пегматитов от 600–700°C в начальный период до 300–400°C в конечную стадию.

Так как в конечную стадию в поясе Бхилвара образовывались мусковит-редкометалльные пегматиты и нетипичные их редкометалльные разновидности, установленные температуры должны быть выше, чем приведенные для редкометалльных пегматитов.

Изучение соотношений $Or : Ab : An$ в калиевых полевых шпатах показало, что отношение $Or : Ab : An$ равно 67,60 : 28,80 : 0,89; 74,10 : 25,70 : 0,85 и 72,50 : 26,30 : 0,53 ортоклазовой молекулы в пегматитах I, II и III типов соответственно. В плагиоклазах отношение $Or : Ab : An$ равно 2,36 : 87,90 : 5,98; 2,88 : 87,90 : 6,69 и 2,75 : 91,60 : 4,03 в тех же типах пегматитов соответственно.

Анализ указанным t -тестом показывает, что низкое содержание ортоклазовой молекулы является значимой величиной для отличия пегматитов I типа от пегматитов II и III типов, в которых это содержание примерно одинаково. В распределении альбитовой составляющей каких-либо закономерностей не устанавливается, тогда как содержание анортита в пегматитах III типа по сравнению с I и II типами, в которых альбит содержится в равных количествах, низкое.

Каких-либо вариаций в содержании Or в плагиоклазах не выявлено. Альбитовая составляющая одинакова в плагиоклазах пегматитов I и II типов, но значимо поднимается для плагиоклазов пегматитов III типа. Напротив, анортитовая составляющая в последних значимо уменьшается (при примерно равном содержании в I и II типах). Указанные отличия плагиоклазов пегматитов III типа показывают на то, что они образовывались в конечную стадию кристаллизации. Это согласуется с петрографическими данными, в частности, с тем, что в этих пегматитах отмечаются



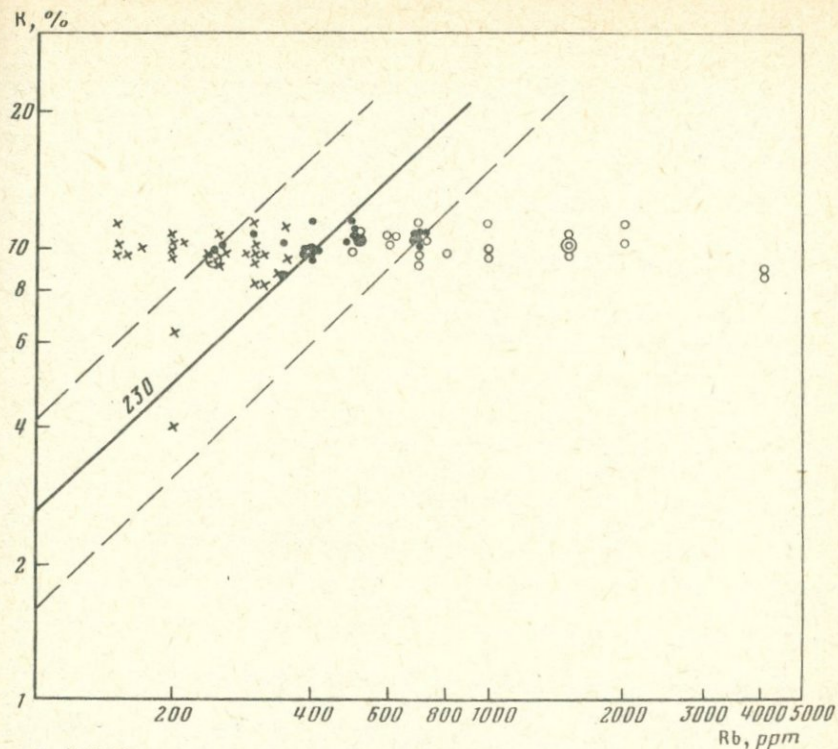
Р и с. 1. Содержание лития в щелочных полевых шпатах и плагиоклазах
 Пегматиты: 1 — безрудные (I тип), 2 — мусковитовые (II тип), 3 — редкометалльные (III тип)

максимально высокие содержания низкотемпературного клевандита и сахаровидного альбита (An — 0,7—5,9%), которые редки или отсутствуют в пегматитах I и II типов. Показательно также, что анортитовая составляющая в калиевом полево шпате также содержится в малом количестве.

Содержание лития. В пегматитах слюдоносного пояса Бхилвара плагиоклаз содержит более высокие концентрации лития, чем калиевый полевой шпат (рис. 1). На графике видно, что содержание лития в плагиоклазах из пегматитов II и III типов выше соответственно в 2,5 и 5 раз по сравнению с I типом. В калиевом полево шпате содержания лития возрастают соответственно в 1,5 и 2 раза.

Для пегматитов I типа коэффициент отношения содержания лития в плагиоклазе к его содержанию в калиевом полево шпате равен 1, тогда как для пегматитов II и III типов — 1,7 и 2,6. Отсюда ясно, что содержание Li возрастает в полевых шпатах обоих видов с усилением фракционирования, но более тесно Li связан с частицами плагиоклаза, чем калиевого полево шпата.

Среди изученных плагиоклазов максимальные содержания Li отмечены в двух образцах (250 и 350 ppm) пластин клевандита из слюдяного месторождения Кришна Потлан (III тип), в котором проявлена лепидолитовая



Р и с. 2. (K/Rb)-отношение в калиевых полевых шпатах I, II, III типов

Обозначения те же, что и на рис. 1

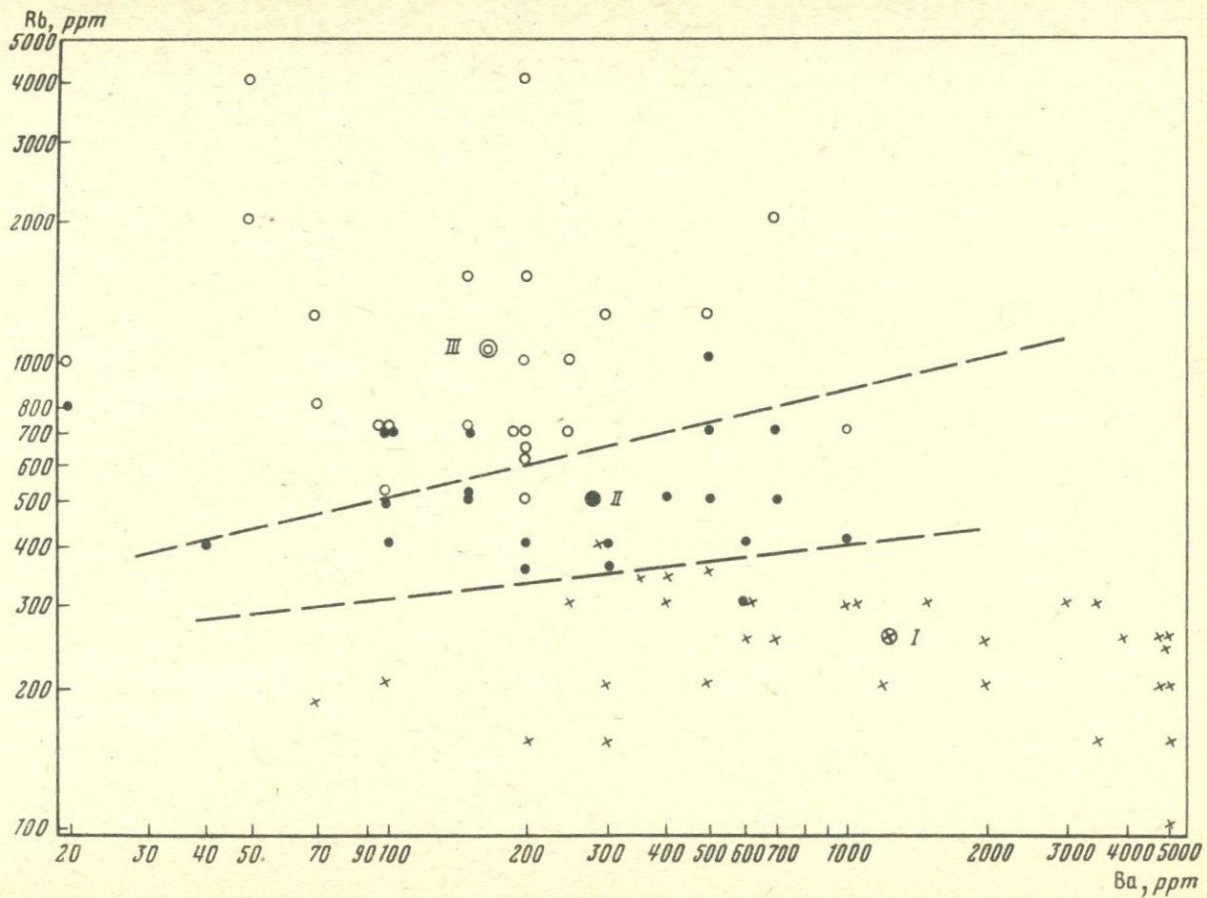
Крупными значками показаны средние значения K/Rb для указанных типов пегматитов; пунктирными линиями ограничено поле средних значений K/Rb в кристаллических породах; сплошная линия — среднее значение K/Rb

минерализация. Наивысшие содержания Li в калиевом полевом шпате (70 ppm) отмечены в образце из месторождения Кришна-Майн, отобранного из центральной части пегматитового тела. Этот факт и приведенные данные по максимальным содержаниям Li в плагиоклазе согласуются с материалами Б. Шмакина [15].

В целом анализ распределения содержаний лития в полевых шпатах пегматитов, включая обсчет по t -тесту, показывает, что для прогнозирования мусковитовой минерализации индикаторным является содержание этого элемента в плагиоклазах, а не в калиевых полевых шпатах.

Содержание рубидия. Содержания рубидия в щелочных полевых шпатах для пегматитов I, II и III типов соответственно равны 250, 509 и 1052 ppm, а в плагиоклазах — 22, 25 и 58 ppm. Содержание рубидия в калиевых полевых шпатах пегматитов II и III типов соответственно в 2 и 4 раза выше, чем в пегматитах I типа. В плагиоклазах отмечаются те же соотношения, равные 1 и 2.

Коэффициент отношений Rb (плаг)/Rb (кпш) в пегматитах I равен 10, а в пегматитах II и III типов увеличивается до 20, что указывает на изоморфизм Rb и K и отсутствие связей Rb с Na. Так как элементы-примеси сходны по размерам ионов и атомов с K^+ ($1,33\text{Å}$), Rb^+ ($1,67\text{Å}$), имеющий



большой размер иона, концентрируется в низкотемпературных полевых шпатах [21]. Отсюда следует, что связи Rb с K должны быть более тесными в более поздних пегматитовых дифференциатах и отношение K/Rb должно уменьшаться от ранних к поздним стадиям дифференциации [5]. С этим согласуются данные по уменьшению отношения K/Rb в щелочных полевых шпатах пегматитов пояса Бхилвара от 437 (I тип) через 201 (II тип) до 112 (III тип). В плагиоклазах вариации содержания Rb в пегматитах I и II типов незначительны (135–154), но уменьшаются значительно в пегматитах III типа [47] (рис. 2). Сравнительно с известными данными по K/Rb в пегматитах других районов (160–300) [4, 18] установленные значения являются аномальными, относительно высокими для ряда образцов пегматитов I типа и низкими для большинства образцов пегматитов III типа.

Проведенные исследования показали, что для пегматитов Бхилвара изменение содержаний Rb и значений отношения K/Rb в щелочных полевых шпатах является важным индикатором для разделения пегматитов указанных трех групп. Это подтверждается и математическим анализом.

Содержание цезия. В щелочных полевых шпатах содержание цезия изменяется от 50 до 300 ppm в пегматитах I типа, от 50 до 500 ppm в пегматитах II и от 50 до 700 ppm — III. В плагиоклазах те же содержания составляют 50–100 ppm, 50–500 — II, 50–300 — III. Общая тенденция в распределении цезия подобна распределению рубидия, но менее четко выражена. Цезий накапливается в полевых шпатах поздних генераций пегматитов.

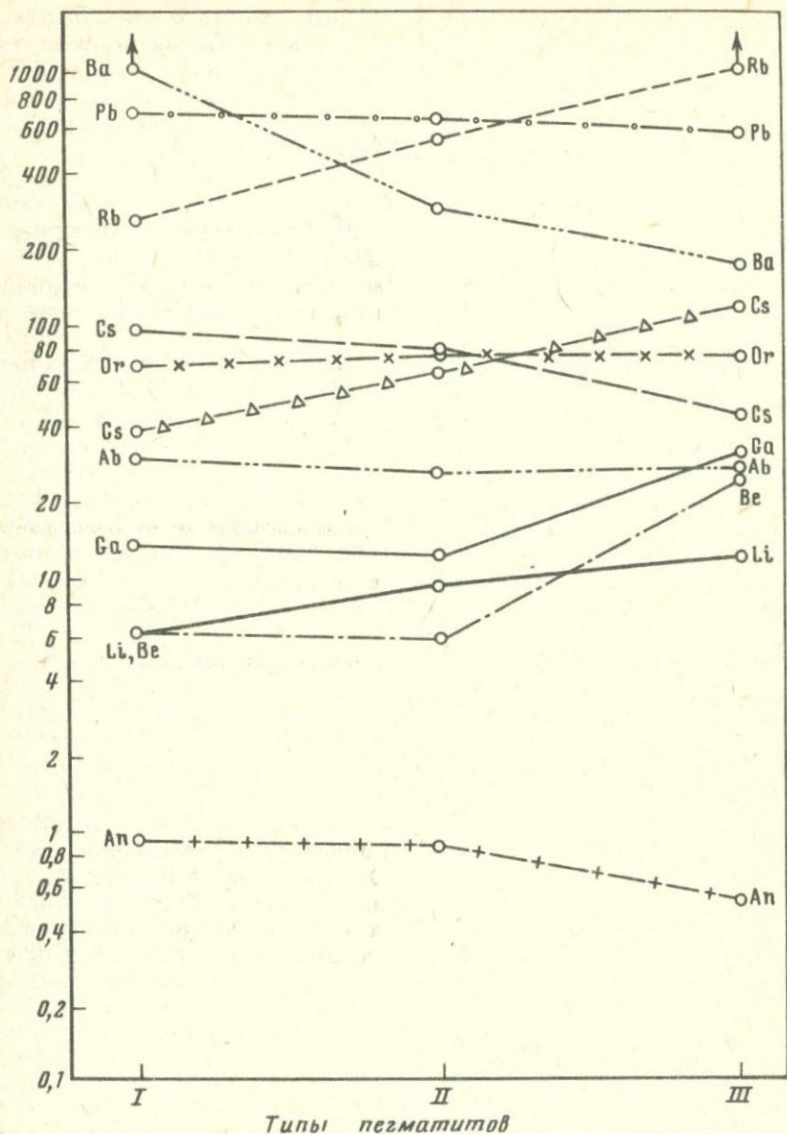
Изучены также *содержания бария* в полевых шпатах (см. табл. 1, 2). Примечательно, что отношения содержаний Ba в калиевых полевых шпатах и плагиоклазах изменяются от 4 до 16: барий максимально концентрируется в калиевых полевых шпатах [16]. Содержание Ba в плагиоклазах пегматитов III типа значительно меньше, чем в плагиоклазах I и II, где содержания Ba примерно равны. В щелочных полевых шпатах содержания бария уменьшаются от пегматитов I типа к пегматитам III типа. Это можно объяснить тем, что Ba^{2+} ($1,34 A^\circ$) относительно обогащены ранние K^+ ($1,33 A^\circ$)-содержащие минералы [10]. Энгельгарт [16] отмечает, что Ba проникает в фенокристы калиевых полевых шпатов из жидких флюидов. Неоднократно демонстрировалось, что калиевые полевые шпаты пегматитов содержат Ba меньше, чем полевые шпаты гранитных пород [21]. В щелочных полевых шпатах в соответствии с уменьшением содержания Ba отношение K/Ba растет с усилением дифференциации. Тестовый анализ показывает, что падение содержания бария значимо на каждой ступени. Величина K/Ba остается примерно одинаковой для пегматитов II и III типов и существенно различна для пегматитов I и II типов. Пегматиты III типа выделяются по наибольшему значению K/Ba в плагиоклазах.

Отношение Ca/Ba в щелочных полевых шпатах оказывается значимо малым в слабо дифференцированных пегматитах III типа по сравнению с пегматитами I и II типов, где оно примерно одинаково. Для плагиоклазов Ca/Ba существенно не изменяется во всех трех типах пегматитов.

←
Р и с. 3. Отношения содержаний рубидия и бария в щелочных полевых шпатах пегматитов различных типов

Условные обозначения те же, что на рис. 1

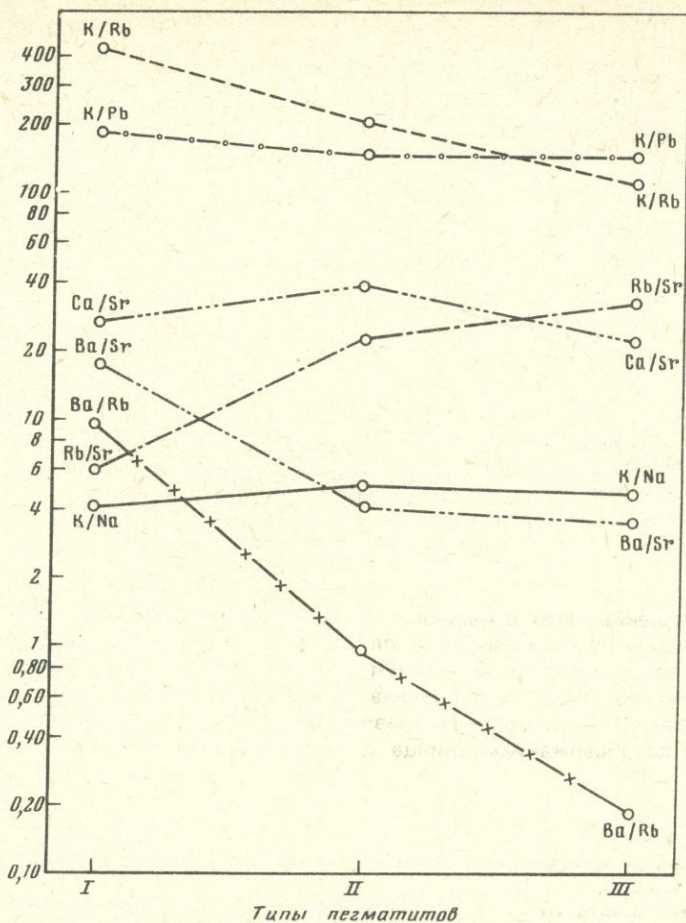
Крупными значками показаны средние значения соответственно для пегматитов I, II, III типов; пунктирными линиями — дискриминантные функции



Р и с. 4. Колебания содержания ортоклазовой (Or), альбитовой (Ab) и анортитовой (An) составляющих (в мольных %) и Be, Li, Ga, Cs, Sr, Rb, Pb и Ba (в ppm) в щелочных полевых шпатах различных типов

Соотношения концентраций бария и рубидия показаны на рис. 3. Здесь видно, что отношение Ba/Rb в щелочных полевых шпатах закономерно уменьшается от пегматитов I типа к III (11,56—1,34—0,19). Тестовым анализом установлена значимость этих изменений. В плагиоклазе то же отношение примерно одинаково для I и II типов пегматитов, но существенно уменьшается для III.

Пегматиты III типа отличаются также тем, что *содержания стронция*

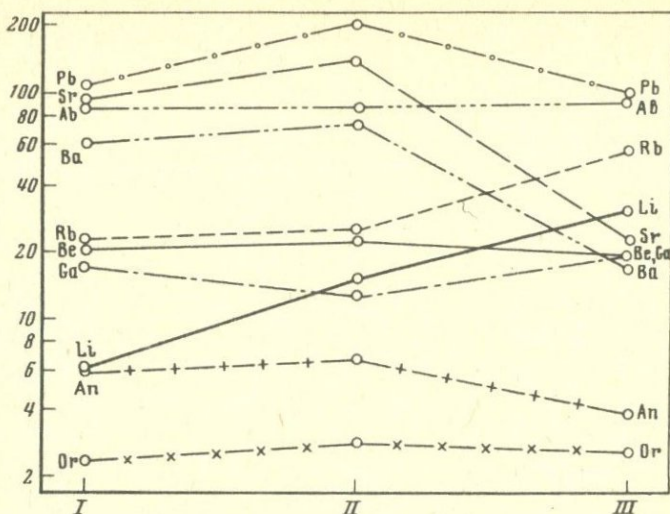


Р и с. 5. Колебания отношений K/Na, Rb/Sr, Ba/Rb, Ba/Sr, Ca/Sr, K/Rb в щелочных полевых шпатах пегматитов различных типов

в слагающих их калиевых полевых шпатах и плагиоклазах меньше по сравнению с пегматитами I типа, что показано и тестовым анализом.

Определенных соотношений Sr и Ca в щелочных полевых шпатах автором, как и другими исследователями [6], не установлено. Наименьшее содержание Sr в плагиоклазах пегматитов III типа можно увязать с малыми содержаниями в них анортитовой составляющей, но здесь имеются исключения. В плагиоклазах из краевых зон отдельных тел пегматитов отмечены высокие содержания Ca и Sr. Здесь присутствуют клевандит, сахаровидный албит в агрегатах и трещинах замещения и выполнения. Это приводит к заключению, что поздняя стадия кристаллизации пегматитов характеризовалась истощением Ca и Sr [20].

Отношение Rb/Sr является значимо низким для щелочных полевых шпатов I типа пегматитов по сравнению с II и III типами, но то же малое отношение Rb/Sr в плагиоклазах позволяет разделять только пегматиты I и II типов.



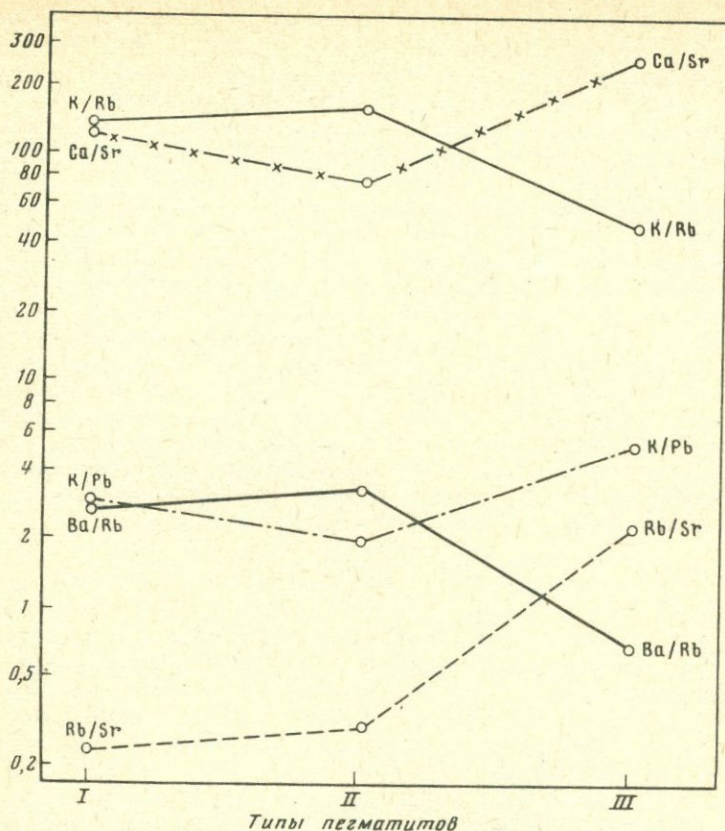
Р и с. 6. Колебания содержаний Ab, An и Or (в молях %) и Li, Rb, Ba, Pb, Sr, Be и Ge (в ppm) в плагиоклазах пегматитов различных типов

Отношение Ca/Sr в калиевых полевых шпатах примерно одинаково для всех типов пегматитов, но в плагиоклазах из пегматитов III типа значительно выше, чем в остальных. Отношение Ba/Sr, напротив, примерно равно для плагиоклазов, но в калиевых полевых шпатах значительно ниже в пегматитах II и III типов по сравнению с I. Существенно различны полевые шпаты по содержаниям свинца, количества которого в калиевых полевых

Таблица 3

Характерные содержания элементов в пегматитах

I тип безрудные	II тип мусковитовые	III тип редкометалльные
Низкие Li	Средние Li	Высокие Li
	Равные Rb, Ba	Высокие Rb
		Низкие Ba, Sr
	Равные K/Rb, Ba/Rb, Ca/Sr	Низкие K/Rb, Ba/Rb
		Высокие Ba/Sr, Rb/Sr, K/Ba, Ca/Sr
	Равные Ab, An	Высокие Ab
		Высокие An
Низкие Rb	Средние Rb	Низкие Rb
Высокие Ba	Средние Ba	Низкие Ba
Низкие Li, Cs		Средние Li, Cs
	Равные Be, Ga	Высокие Be, Ga
	Равные Sr	Низкие Sr
Высокие K/Rb, Ba/Rb	Средние K/Rb, Ba/Rb	Низкие K/Rb, Ba/Rb
Высокие Ba/Sr		Равные Ba/Sr
Низкие Rb/Sr, K/Ba, K/Na	Равные Rb/Sr, K/Ba, K/Na	
Низкие или равные An		
	Равные или низкие An	



Р и с. 7. Колебания отношений Rb/Sr, Ba/Rb, K/Rb, Ca/Sr и K/Rb в плагиоклазах пегматитов различных типов

шпатах в 3–6 раз больше, чем в плагиоклазах. Каких-либо существенных изменений в содержаниях Pb и (K/Pb)-отношения ни в калиевых полевых шпатах, ни в плагиоклазах различных типов пегматитов не установлено.

Бериллий в большей мере связан с плагиоклазом (для пегматитов I и II типов), чем с калиевым полевым шпатом, но в пегматите III типа находится в примерно равных высоких содержаниях в том и другом. В калиевых полевых шпатах содержания Be существенно выше для пегматитов III типа по сравнению с I и II. Высокие содержания Be связаны с клевландитовой минерализацией; следует отметить, что берилл появляется в пегматитах, претерпевших альбитизацию (II).

Пегматиты III типа несколько обогащены галлием, отмечающимся в повышенных количествах в плагиоклазах и особенно в калиевых полевых шпатах.

Максимальные содержания галлия отмечены в телах с клевландитовой минерализацией.

Проведенные исследования показывают, что пегматиты всех трех типов пояса Бхилвара генетически связаны и представляют собой продукты последовательной дифференциации, геохимически отличающиеся один

от другого. Это обусловлено тем, что полевые шпаты пегматитов I типа обеднены определенными элементами (Li, Rb, Cs, Ga, Ba). Эти элементы в повышенных концентрациях встречаются в полевых шпатах пегматитов поздней стадии кристаллизации (III). Некоторые элементы (Ba, Sr) находятся в повышенных количествах в пегматитах I типа и в пониженных — в пегматитах III. Наиболее отчетливо поэтому устанавливаются различия между пегматитами I и III типов. Однако пегматиты II типа, с которыми связано 80–90% тел с промышленной слюдой, по своим геохимическим характеристикам перекрываются с пегматитами I и III типов, поэтому их разделение (особенно относительно I типа) исключительно трудно.

Колебания содержаний различных элементов в полевых шпатах приведены на рис. 4–7. Характерные черты пегматитов различных групп приведены в табл. 3. Характерные черты распределения элементов-примесей в пегматитах более отчетливо отражаются в калиевом полевом шпате. Тестовым анализом устанавливается, что с увеличением или уменьшением содержаний элементов Ba и Rb в наибольшей мере отражаются все ступени эволюции пегматитов. Выявляется также зависимость концентрации этих элементов от температуры образования калиевых полевых шпатов. Ba в небольших количествах присутствует в высокотемпературном калиевом полевом шпате, а Rb — в низкотемпературных кристаллах:

Тип пегматита	Rb, ppm	Ba, ppm	T, °C
I	250	1048	620
II	509	279	580
III	1052	165	550

Генетические различия пегматитов также хорошо отражаются отношениями K/Ba и Ba/Rb.

ЛИТЕРАТУРА

1. Datta A.K. Internal structure, petrology and mineralogy of calc-alkaline pegmatites in parts of Rajasthan. — Mem. Geol. Surv. India, 1973, vol. 102, p. 110.
2. Ginzburg I.T. Principles of geochemical prospecting. New York: Pergamon press, 1960, vol. 3, p. 311.
3. Gordiyenko V.V. Concentrations of Li, Rb and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare-metal mineralisation in granite pegmatites. — Intern. Geol. Rev., 1971, vol. 13, N 2, p. 134–142.
4. Heier K.S., Adams J.A.S. The geochemistry of the alkali metals. — Phys. Earth, 1964, vol. 5, p. 253–381.
5. Heier K.S., Taylor S.R. Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959a, vol. 15, p. 284–304.
6. Heier K.S., Taylor S.R. Distribution of Ca, Sr and Ba in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959b, vol. 17, p. 286–304.
7. Heron A.M. The geology of central Rajputana. — Mem. Geol. Surv. India, 1953, vol. 79, p. 1–389.
8. Herz N., Dutra C.V. Trace elements in alkali feldspars. Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. — Amer. Miner., 1966, vol. 51, p. 1539–1607.
9. Manuylova M.M., Petrov L.L., Rybakova M.M. et al. Distribution of alkali-metals and beryllium in pegmatite minerals from the north Baykalian pegmatite belt. — Geochem. Int., 1966, vol. 3, p. 309–321.
10. Mason B. Principles of Geochemistry. 2nd ed. N.Y.: Wiley and Sons, 1958. 310 p.
11. Mets O.F. Accessory beryl from granite pegmatites. — Intern. Geol. Rev., 1975, vol. 17, N 4, p. 382–384.
12. Saha A.K., Chakrabarty B., Sankaran A.V., Brattacharya T.K. On the lead content of the feldspars in the pegmatites of Bihar Mica Belt. — Quart. J. Geol., Mining and Meet. Soc. India, 1968, vol. 40, N 4, p. 277–280.
13. Sen N., Nockolds S.R., Allen R. Trace elements in minerals from rocks of south Californian batholith. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 16, p. 58–78.
14. Shmakin B.M., Makrighina M.P., Glebov M.P., Zagorsky V.X. Use of the petrograp-

hical-geochemical prospecting method for the discovery hidden muscovite deposits in different geological environments. — *Geochem. Explor. Canad. Inst. Mining Met.*, 1971, vol. 11.

15. *Shmakin B.M.* Geochemical specialisation of Indian pre-Cambrian pegmatites in relation to alkali and ore-element contents of the minerals. — *Geochem. Int.*, 1973, vol. 1973, N 7/8, p. 890—899.

16. *Smith J.S.* Feldspar minerals. N.Y.: Spring-Verl., 1974. 690 p.

17. *Stormer J.C.*, jun. A practical two-feldspar geothermometer. — *Amer. Miner.*, 1975, vol. 60, p. 667—674.

18. *Taylor S.R., Emeleus C.H., Exley C.S.* Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1956, vol. 10, N 4, p. 224—229.

19. *Taylor S.R., Heier K.S.* The petrological significance of trace element variation in alkali feldspars. — In: *Rep. 21st Intern. Geol. Congr., Norden, 1960*, pt 14, p. 47—61.

20. Geochemistry and mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits/Ed. K.A. Vlasov. — In: *Israel program for scientific translations, Jerusalem, 1966*, vol. 1, p. 688.

21. *Handbook of geochemistry/Ed. K.H. Wedepohl. N.Y.: Spring-Verl. Vol. 2. 1970; Vol. 3. 1972.*

УДК 553.32

С. Рой

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНДИИ¹

Индийские марганцевые месторождения расположены в различных геологических формациях докембрия. Большая часть важнейших месторождений имеет сингенетичную осадочную природу, хотя имели место частичная ремобилизация и концентрация в корях выветривания и латеритных горизонтах. Отмечаются также проявления динамотермального метаорфизма различных ступеней. Руды всех марганцевых месторождений состоят только из окисных марганцевых минералов. Марганцевые карбонатные формации представляют исключительную редкость, хотя в пределах некоторых площадей отмечаются марганцовистые известняки. Исследования проводились на различных месторождениях, что позволило предложить модели отложения марганцевых руд и формирования марганцевых силикатов при различных ($P-T$)-условиях в течение метаморфизма. Проводится сравнение изученных месторождений с другими марганцевыми месторождениями мира.

НЕМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ И СЛАБОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ МАРГАНЦЕВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНДИИ

Многие из широко распространенных осадочных марганцевых месторождений различных горизонтов докембрия Индии остались неметаморфизованными или слабометаморфизованными. Месторождения в толще Пенганга (Андхра-Прадеш), супергруппы Дарвар (Карнатака), а также в Железорудной группе (Бихар и Орисса) относятся к этому типу. Месторождения в штатах Мадхья-Прадеш и Махараштра находятся в отложениях Саусарской группы (846—986 млн. лет) и Араваллийской супергруппы (Чампанерской группы в Гуджарате) (2000—2550 млн. лет) [59]. В Бихаре и Ориссе марганцевые руды развиты в породах Гангпурской группы (846—946 млн. лет; 1700—2000 млн. лет), а также группы Кондалит и железоруд-

¹ Перевод статьи С. Роя выполнен с сокращениями.

ной группы (2950—3200 млн. лет). В штате Андхра-Прадеш марганценовая толща Пенганга и породы группы Кондалит, расчленяющейся на две подгруппы (1600 и 2600 млн. лет), также содержат осадочные марганцевые месторождения. В Карнатаке и Гоа марганцевые месторождения известны в отложениях Дарварской супергруппы: группах Раннибенур-Данели (2100 млн. лет) и Читалдурга (2400 млн. лет).

Марганцевые месторождения в толще Пенганга, Андхра-Прадеш. Марганцевые окисные рудные тела в толще Пенганга представлены пластами, согласно залегающими среди известняков, сланцев различных цветов с тонкими прослоями известкового сланца. Возраст толщи определен как протерозойский, хотя четкой корреляции с другими протерозойскими формациями Индии не проводилось. Такая корреляция основывается на литологических исследованиях. Но она не может быть подтверждена региональным картированием, поскольку основные площади покрыты траппами значительно более позднего возраста.

Рудные горизонты в толще Пенганга (Пенгангская группа по В. Натарджану и В. Редди [29]) приурочены к горизонтам с пологим падением ($5-15^\circ$) с чередованием слоев сверху вниз: глинистый сланец, известняк со сланцевыми прослоями, твердые марганцевые окисные руды и их тонкое переслаивание с яшмой, сланцем, известняком и известковым сланцем с общим простиранием от северо-западного до северо-северо-западного. Низы разреза не исследованы и общая мощность марганецсодержащих горизонтов не определена. Бурением скважин к юго-западу от Джамдапура выявлены марганцевые рудные горизонты на глубине [29]. На участках подземных выработок марганцевые рудные слои общей мощностью до 0,5 м измерены, хотя основание горизонта еще не вскрыто. Типичен разрез известняк-сланец-марганцевая руда в Пиппарагунта. Аналогичные обнажения характерны для районов Гоаткур-Гуда и Тамси-Гаулигхат. В Джамдапуре отмечались ритмично-тонкопереслаивающиеся марганцевые окисно-яшмовые породы, аналогичные слоистой железистой формации. В Канпе марганцевые окисные руды тонко переслаиваются с черным кремнистым известняком. Таким образом, марганцевый рудный горизонт в разрезе Пенганга характеризуется наличием кремнистых сланцев (различного цвета) с окислами марганца, переслаивающимися с вмещающими известняками.

Более ранние минералогические исследования этих руд, проведенные Б. Кришна Рао, выявили наличие криптомелана и браунита в переслаивающихся марганцевых рудно-яшмовых породах, а также пирролюзита и бернессита в марганцевых рудных телах, залегающих среди известняков [18]. Последние исследования выявили браунит, биксбиит, тодорокит, пирролюзит и другие минералы [51]. Плоские марганцевые нодулы, ориентированные параллельно напластованию, можно отнести к диагенетическим. Гидрогенное происхождение предполагается для микронодулей бернессита, содержащих кварцевые частицы, иногда деформированные.

Кришна Рао привел наибольшие значения $MnO - 2-5\%$ по трем анализам известняков. Им показаны изменения отношения Mn/Fe от 4,5 до 7,2 в рудах. Химические анализы руд дали отношение Mn/Fe 25 (Mn 46—47%, $SiO_2 + Al_2O_3$ 7—8%, Fe 1,8—2%, K 0,2—2,8% Na 0,15%, Cu 40—50 ppm, Co 50 ppm, Ni 55 ppm [18]).

На основании полевых и лабораторных наблюдений можно сделать заключение, что марганцевые рудные образования, в Пенганском разрезе были отложены в водной среде в виде химических осадков и позднее при диагенезе были изменены. Возможность вулканического происхождения очень маловероятна. Механизм отложения марганцевых минералов в водной среде еще не разработан. В описываемых рудах установлено присут-

ствие органического материала, пока не диагностированного. В связи с этим нельзя исключать и биологические факторы концентрации марганца.

Марганцевые месторождения Дарварской супергруппы, Карнатак. Месторождения этой группы ранее рассматривались как гипергенные, сформированные при обогащении марганецсодержащих глин и филлитов в процессе выветривания [11, 15, 36]. Более поздние исследования выявили слои марганцевых окислов ниже зоны выветривания, в определенных стратиграфических горизонтах Дарварской супергруппы. Из этих слоистых горизонтов в связи с ремобилизацией марганца в период выветривания могли формироваться гипергенные латеритные месторождения [34].

В Читалдургской группе марганцевые месторождения расположены в пределах двух сланцевых поясов. В поясе Шивамога марганцевые рудные тела присутствуют в виде ремобилизованных концентраций в латеритизированных выветрелых зонах, хотя осадочные марганцевые слои часто находятся на глубине ниже латеритной кровли. Отмечается совместная складчатость и переслаивание слоистых и вмещающих пород. Борресвара Рао и Венкатесвара Рао [7] предположили, что месторождения Читалдургской группы — осадочные по своему происхождению. В настоящее время некоторые исследователи предполагают первоначальное отложение руд в виде сингенетичных осадков и их последующую ремобилизацию в зоне латеритного выветривания [51].

Сланцевый пояс Сандур выделяется особо среди других областей распространения пород Дарварской супергруппы по региональным структурным признакам. Он отличается отсутствием известковых и доломитовых горизонтов. Андезитовые подушечные лавы с магнетитовым кварцитом здесь расположены в основании Дарварского разреза и перекрыты филлитами и аргиллитами со слоистыми марганцевыми рудными телами. Полагают, что рудные тела района сформированы при обогащении марганецсодержащих филлитов в период выветривания [16]. Отложения Читалдургской группы перекрыты породами группы Ранибенур-Дандели [7, 36, 34]. Породы сланцевого пояса Сандур значительно отличаются от упомянутых групп [15, 27].

Таким образом, рудные тела сингенетично-осадочного происхождения расположены на различных стратиграфических уровнях Дарварской супергруппы. Нет оснований связывать формирование рудных тел с периодами вулканической активности. Крупномасштабная ремобилизация марганца отмечается в латеритной зоне, связанной с тропическим выветриванием.

Марганцевые месторождения железорудной группы Бихара и Ориссы. Марганцевые рудные тела этой группы тесно ассоциируют с практической метаморфизованными глинистыми сланцами докембрийской железорудной группы. Железорудная группа — самый древний геологический разрез Индии, вмещающий марганцевые руды (2950—3200 млн. лет). Согласно данным ранних исследователей, породы железорудной группы слагают погружающийся на северо-восток синклиниорий, опрокинутый на юго-восток, а марганцевые месторождения приурочены к ядру синклиниория, перекрывая мощный горизонт слоистой железорудной формации. Литологически железорудная группа аналогична Дарварской супергруппе Карнатака, не считая отсутствия горизонтов известняков и доломитов в первой.

Л. Фермор [11] и Б. Энжиниер [10] относили месторождения железорудной группы к латеритоидному типу. Другие исследователи рассматривают их как образовавшиеся из гидротермальных растворов, в частности из магматогенных вод — производных подводного вулканизма [61].

Выходы марганцевых руд рассматриваемых месторождений, как и мес-

торождений в Дарварской супергруппе, размещаются только в пределах зоны латеритного выветривания. В связи с этим считалось, что марганец выщелачивался метеорными водами из сланцев и переотлагался в зоне выветривания. Прасад Рао и Мурти [33] предполагают, что марганцевые рудные тела имеют сингенетично-осадочное происхождение и образовывались за счет марганца коры выветривания. Ряд авторов [1, 24, 68] высказывают мнения о вулканическом источнике марганца. Базу [3] и другие указывают на наличие осадочных пластов марганцевых руд, согласных со сланцами. Тонкие слоистые тела, иногда вместе со сланцами смятые в складки, известны в рудном районе Калимати, а также в Пхагуа. Относительно крупная антиклинальная складка с тонкими слоями глинистых сланцев различного цвета и согласными телами окислов марганца наблюдалась автором в карьере рудника Махулсукха.

Слоистые марганцевые руды состоят в основном из пиролюзита и криптомелана с подчиненным манганитом, редким тодорокитом и браунитом. Текстуры этих руд местами колломорфные, но в большинстве случаев перекристаллизованные. Нахождение слоистых марганцевых руд в контакте с вулканическими породами и вероятное присутствие во вмещающих сланцах туфового материала позволяют считать возможным образование этих месторождений при специфическом — вулканическом и терригенном — источнике марганца.

Однако большинство месторождений в железорудной группе представлено обогащенными при выветривании рудами. В рудах, сложенных пиролюзитом, криптомеланом и литиофоритом, наблюдаются первичные колломорфные текстуры.

Неметаморфизованные или слабометаморфизованные осадочные марганцевые месторождения Пенгангских слоев Дарварской супергруппы и железорудной группы перемежаются либо с химическими осадками типа кремнистого сланца и яшмы, либо с очень тонкозернистыми обломками, состоящими из глинистых сланцев, что свойственно подобным месторождениям [66]. Эти месторождения никогда не располагаются в грубообломочных породах (песчаниках) или вулканических породах, даже если в разрезе есть подушечные лавы. Все они формировались в мелководных прибрежных условиях и могут классифицироваться как осадочные месторождения. Если месторождения Дарварской супергруппы и железорудной группы могут быть отнесены в подкласс месторождений, ассоциирующих с терригенными формациями [44, 50, 51], то возникают трудности с местом рудных горизонтов Пенгангской толщи в общей классификации, так как эти невулканогенные осадочные рудные тела, развитые в карбонатном разрезе, очевидно, связаны с горизонтами глинистых сланцев.

Единственный подкласс, включающий глинистый сланец и яшму в общей классификации [44, 50, 51], — это джаспероидная формация вулканогенной зеленокаменно-кварцевой группы. Месторождения района Пенганга из-за своей невулканогенной природы не могут быть отнесены к этому подклассу.

Источник металлов этих неметаморфизованных и слабометаморфизованных невулканогенных месторождений окончательно не определен, а механизм отложения может быть предложен только в общем плане. На основании экспериментального изучения равновесий, а также наблюдений в современных бассейнах предполагается, что отложение марганцевых окислов (главным образом Mn^{4+}) происходило при сравнительно высоких Eh , а pH среды отложения определяли стабильность фазы марганцевых окислов наряду с Eh [25].

Химический состав докембрийских океанических вод практически

неизвестен, и поэтому невозможно сказать, были ли марганцевые окислы непосредственно осаждены или адсорбированы. Исследования черных сланцев, известняков и руд Пенгангской толщи с помощью электронного сканирующего микроскопа позволяют предполагать также определенную роль биологического фактора в их образовании.

МЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСАДОЧНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИНДИИ

В некоторых докембрийских геологических формациях Индии осадочные марганцевые рудные месторождения метаморфизованы в той или иной степени. Но так как минеральный состав и структура руд изменены незначительно, рудные тела можно считать метаморфизованными, а не метаморфическими [37, 39—43, 47, 48, 50, 51]. Основные месторождения этого типа относятся к Саусарской группе (Мадхья-Прадеш и Махараштра), Гангпурской группе (Орисса), Араваллийской Супергруппе (Раджастан и Мадхья-Прадеш), Чимпанерской группе (Гуджарат) и группе Кондалит (Андрха-Прадеш и Орисса).

Марганцевые месторождения Саусарской группы, Мадхья-Прадеш и Махараштра. Результаты исследований прошлых лет по Саусарской группе опубликованы в многочисленных работах [11, 12, 69, 9, 65, 2, 4, 28, 35, 67, 63, 5, 6—43, 45—49, 52—54]. Основная часть пород Саусарской группы метаморфизована до амфиболитовой фации, меньшая часть — зеленосланцевой фации [28, 11, 65].

Слоистые рудные тела согласно переслаиваются с метаосадочными литологическими разностями и главным образом приурочены к основанию, середине и верхней части аргиллитовой формации Мансар. Отдельные слои марганцевых окисных руд и марганцевых окисно-силикатных пород (гондитов) часто соединяются, тонко переслаиваются и иногда сминаются в складки. Гондиты представляют собой регионально метаморфизованные марганцовистые (некарбонатные) осадки, главным образом состоящие из спессартина и кварца [52, 53]. Ниже охарактеризованы минеральные ассоциации рудных тел и гондитов из различных частей и различных фаций метаморфизма Саусарской группы, по данным детальных минералогических, текстурных и петрологических исследований [5, 6, 8, 16, 17, 26, 37, 38, 40—43, 45, 46, 48, 49, 52—55].

Месторождения	Минеральные ассоциации рудных тел	Минеральные ассоциации марганцевых силикатных пород
Зеленосланцевая фация Группа Чампанер Шивараджпур, Гуджарат Араваллийская Супергруппа Каджлидонгри, Мадхья-Прадеш	Браунит, пиролюзит	Спессартин—родонит—кварц Спессартин—браунит—манганофиллит—кварц
Саусарская группа Донгри, Бузург—Курмура, Махараштра	Браунит, голландит, якобсит, манганит	Спессартин—родонит—кварц Спессартин—браунит—кварц Родонит—якобсит, спессартин—браунит—голландит—кварц
Бхарвели-Уква Мадхья-Прадеш Амфиболитовая фация	Браунит, биксбиит, голландит	

Месторождения	Минеральные ассоциации рудных тел	Минеральные ассоциации марганцевых силикатных пород
Чикла-Ситасаонгри Махараштра	Браунит, биксбиит голландит, якобит	Спессартин—браунит— кварц, спессартин— родонит—кварц, спессар- тин—браунит—биксбиит манганофилит—кварц спессартин—родонит— тиродит, спессартин— родонит—якобит— гаусманит; апатит— кварц; спессартин— родонит—якобит— гаусманит—кварц
Тироди-Ситанаторе Мадхья-Прадеш	Браунит, биксбиит голландит, якобит, гаусманит, вреден- бургит	Спессартин—родонит— якобит—тиродит— apatит—кварц; спес- сартин—тиродит
Натра-Рамрама, Мадхья-Прадеш	Браунит, биксбиит, голландит, якобит, гаусманит, вреден- бургит	Спессартин—родонит— кварц—браунит—гол- ландит; спессартин— тиродит—apatит— кварц; спессартин— родонит—кварц—якоб- сит
Говари-Вадхова, Мадхья-Прадеш	Браунит, биксбиит, голландит, якобит, гаусманит, вреден- бургит	Спессартин—родонит— кварц; спессартин— браунит—мангано- филлит—apatит—кварц
Гангпурская группа Гхориоджор-Мономунда	Браунит, биксбиит, голландит, якобит, гаусманит, вреден- бургит	Спессартин—родонит— манганофиллит—кварц; спессартин—браунит— apatит—кварц
Гранулитовая фация Кондалитовая группа Кадур-Гарвхам	Браунит, голландит, якобит, гаусманит, вреденбургит	Спессартин—родонит— кварц; спессартин— apatит—браунит— кварц; спессартин— кварц

В формации Лоханги марганцевые окисные рудные тела присутствуют в виде слоев, линз и редко продолговатых нодулей, согласно залегающих среди мраморов кальцит-силикатных пород. На Гхогарском месторождении (Нагпурский район, Махараштра) марганцевые окисные рудные залежи, как показано Н. Басу, присутствуют в виде согласных линз и слоев, вытянутых нодулей, ориентированных параллельно плану слоистости вмещающих мраморов и кальцифиров [2]. Переслаивающиеся и соскладчатые браунитовые руды (мощность слоев до 5 м) и мраморы расположены во многих местах, включая Бирбон, Канчкури и Джунапани; наряду с преобладающим браунитом руды содержат также биксбиит и голландит. Примечательно отсутствие марганцевых карбонатов, а браунит-биксбиит-голландитовая ассоциация в метаморфизованных рудах исключает присутствие родохрозита как наиболее раннего осадочного минерала.

Текстурные соотношения в рудах свидетельствуют об их деформированности и раскристаллизации в твердом состоянии в период метаморфизма. Характерна гранобластовая структура. Гаусманит, браунит и биксбиит в целом демонстрируют текстурное равновесие с голландитом, но вместе с тем могут замещать хорошо оформленные зерна голландита вдоль и поперек направления кливажа. Такие очевидные соотношения замещения могут быть отнесены за счет диффузии поздней стадии метаморфизма.

Марганцевые окисные рудные тела и переслаивающиеся гондиты были

первоначально отложены как осадки, представлявшие собой часть Саусарского разреза, сформированного в мелководных прибрежных бассейнах. Осадочными предшественниками марганцевых окисных рудных тел и гондитов являются практически чистые высоковалентные окиси марганца (с небольшими количествами железа и кварца) с добавлением марганцевых окисно-глинистых осадков.

Марганцевые месторождения Араваллийской супергруппы и Чампанерской группы, Мадхья-Прадеш, Раджастан и Гуджарат. Слоистые марганцевые отложения переслаиваются с метаморфизованными пилцитовыми и псамитовыми породами и согласно размещены в метаосадочном разрезе докембрийской Араваллийской супергруппы и аналогичной ей Чампанерской группы. Следует отметить, однако, что имеются предположения о более молодом возрасте Чампанерской группы.

Слоистые марганцевые отложения Араваллийской супергруппы ограничены районом Дхабуа Мадхья-Прадеш, в пределах которого развиты два пояса окисных марганцевых рудных тел и гондитов [11, 23, 30, 31, 32, 58]. Марганцевые руды и гондиты переслаиваются с кварцитами и залегают согласно с вмещающими их филлитами в районе Каджидонгри и других. Руды метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Марганцевые окислы присутствуют в виде гипергенных концентраций в доломитовых известняках Араваллийской супергруппы [36]. Марганцевые руды концентрируются также в тесной ассоциации с фосфоритовыми и строматолитовыми известняками в Удайпурском округе (Раджастан).

Марганцевые окисные руды переслаиваются и совместно сжимаются в складки с кварцитами и филлитами Чампанерской группы в районе Шивараджпур-Баманкуа. Слои марганцевых руд варьируют по мощности от 1,5 до 12 м. Вмещающие породы совместно с марганцевой рудой претерпели метаморфизм зеленосланцевой фации (хлоритовая зона). Браунит представляет собой единственный метаморфический минерал, развитый в рудах вместе с перекристаллизованным пиролюзитом.

Небольшое месторождение окисных марганцевых руд в Голдонгри Хилл, расположенное к востоку от района Шивараджпур-Баманкуа, характеризуется интенсивной складчатостью в пределах разреза — марганцевых силикатных пород и вмещающих известково-силикатных пород. Разрез метаосадочных отложений прорывается порфиоровыми гранитами, метаморфизирующими окружающие породы до роговообманково-роговиковой и пироксен-роговиковой фации. Марганцевые отложения Гондонгри Хилл — единственные в Индии, претерпевшие интенсивные преобразования в связи с термальным метаморфизмом [62, 11].

Марганцевые месторождения Кондалитовой группы, Андхра-Прадеш и Орисса. Метаосадочные месторождения районов Срикакулам Андхра-Прадеш и Карпут, Калаканди в Ориссе располагаются в толще пород гранулитовой фации метаморфизма [19, 20, 39]. В Срикакуламе марганцевые рудные тела с реликтовой стратификацией иногда переслаиваются известковистыми гранулитами или гранатсодержащими кварцитами. В составе рудных тел отмечены браунит, голландит, якобит, гаусманит, вреденбургит и гипергенные пиролюзиты, криптомелан и в небольших количествах нсутит [39]. Кришна Рао в рудном поле Кодур определил те же ассоциации и дополнительно франклинит и биксбиит [19, 21]. Метаосадочные марганцевые рудные тела и вмещающие породы во многих местах выветрены до степени формирования гипергенного пиролюзита и криптомелана в ассоциации с глинистым мягким каолинитом.

Л. Фермор [11] в районе Кодур (Срикакулам) описал кодурит как гибридную породу, состоящую из граната (спессартин-андрадит), ще-

лочного полевого шпата и апатита, сформированную при воздействии поздних гранитных плутонов на марганцовистые вмещающие породы. Он также сделал заключение, что все марганцевые рудные тела района сформировались путем гипергенного изменения кодуритов. Кодуриты в указанном районе сейчас не наблюдаются. Строгое согласное залегание рудных тел в различных частях разреза группы Кондалит, сингенетичный слоистый характер рудных тел и их высокотемпературная минералогия исключают гипергенное происхождение и подтверждают метаосадочную природу.

Метаосадочные марганцевые окисные руды рассмотренных районов подвержены метаморфизму различных фаций. Соответственно каждой фации формировались характерные минеральные ассоциации. Браунит формировался при низких степенях метаморфизма (хлоритовая зона зеленосланцевой фации Шивараджпурского месторождения), где он сосуществует с рекристаллизованным пиролюзитом, не превращенным в браунит, очевидно, из-за ограничения в содержании кремния [42, 43, 48].

Биксбиит вместе с браунитом, голландитом и богатый железом якобитс, вероятно, связаны с условиями более высоких степеней метаморфизма в пределах зеленосланцевой фации. Браунит и даже биксбиит отмечаются также в неметаморфизованных рудах, формируясь, очевидно, путем диагенетической рекристаллизации. Тем не менее эти минералы в метаморфизованных рудах в виде реликтов осадочных образований не наблюдались. Они были сформированы или рекристаллизованы в период метаморфизма, о чем свидетельствует их метаморфическая структура. Минеральные ассоциации в рудах, метаморфизованных до амфиболитовой и гранулитовой фации (см. табл. 2), содержат браунит, биксбиит, голландит, гаусманит, марганецсодержащий якобитс и вреденбургит [37]. Смешанные марганцевые окисно-глинисто-кремнистые осадки при динамотермальном метаморфизме в условиях повышенных давлений и температур характеризуют реакцию между компонентами в сравнительно высокоактивной кислородной среде, что обусловило формирование марганцевых силикатно-окисных ассоциаций из марганцевых силикатов и окислов низших валентностей [43, 47, 48, 52–54]. Д. Хьюбнер установил, что фугитивность кислорода, преобладавшая при метаморфизме марганцевых окисных отложений, была значительно выше, чем во вмещающих немарганцовистых породах. Он тем не менее предположил, что кислород не имел свободного доступа от марганцевых окисных рудных тел к окружающей системе, а марганцевые минералы сами по себе блокировали или внутренне определяли высокую активность (фугитивность) кислорода [13]. Тонкопереслаивающиеся марганцевые окисные руды и марганцевые силикатно-окисные породы (гондиты), очевидно, проявлялись как автономная закрытая система с изменяющейся активностью кислорода, которая контролировалась соответствующим первоначальным составом.

Как видно из вышеизложенного, наиболее древние осадочные марганцевые рудные тела Индии расположены в железорудной группе Бихара и Ориссы. Эта группа является одной из наиболее древних в мире геологических формаций, содержащих промышленные месторождения. Возрастные соотношения докембрийских марганценосных формаций мира приведены ниже.

Индия	Бразилия	Северная и Западная Африка	Южная Африка и Мадагаскар
Толща Пенганга (протерозой)		Анти Атлас (Марокко—1050—900 млн. лет)	Супергруппа Дамара (Намбия) 1000—620 млн. лет

Группа Саусар 986—
846 млн. лет
Группа Гангпур 946—
846 млн. лет
Толща с возрастом
2000—1700 млн. лет
Супергруппа Аравал-
ли 2550—2000 млн. лет

Серия Амана
(Гайана)
1700 млн.лет

Серия Франк-
виль (Габон)
1740 млн. лет
Комплекс Ла-
коши (Заир)
1845 млн. лет

Серия Минас
2200—
1350 млн. лет

Супергруппа
Трансвааль
2300—
1900 млн. лет

Супергруппа Дарвар
2400—2000 млн. лет

Система. Биррим
(Гана, Мали)
2400—
2200 млн. лет

Группа Кондалит
2650—1600 млн. лет
Железорудная группа
3200—2700 млн. лет

Графитовая
система (Ма-
дагаскар)
2420 млн. лет

В Саргурской группе, содержащей марганценозные силикатные породы, месторождения не обнаружены [14]. Марганцевые месторождения широко распространены в протерозойских формациях Индии. Ни одно из этих месторождений не обнаруживает связей с вулканическими источниками.

Важно отметить, что все марганцевые месторождения различных геологических горизонтов докембрия Индии состоят из марганцевых окислов и марганцевых карбонатов, а карбонат-силикатные породы, за исключением локальных проявлений в Кондалитовой группе, отсутствуют. Большинство докембрийских марганцевых месторождений в других частях земного шара состоит из марганцевых карбонатов и карбонат-силикатных пород. Практически все докембрийские марганцевые карбонат-силикатные месторождения мира ассоциируют с графитистыми или углеродистыми горизонтами, марганцевые окисные руды очень редко ассоциируют с углеродистыми горизонтами.

Преимущественная ассоциация марганцевых карбонатов с углеродистыми горизонтами отражает либо прямую седиментацию марганца в виде карбоната в восстановительных условиях, либо, что более вероятно, диагенетическое изменение марганцевых окислов в карбонат при участии органического вещества, ныне представленного углеродистыми породами. В Индии, за исключением небольших рудных тел окислов марганца, залегающих среди силлиманит-гранат-графитовых гранулитов Кондалитовой группы, непосредственных ассоциаций марганцевых руд с углеродистым материалом не обнаружено.

Большинство марганцевых рудных тел в Индии тесно связано с метаксилитами и кремнистыми сланцами, и только в некоторых случаях они залегают среди карбонатных пород. Марганценозные формации Кхондали-товой группы Саусар, Гангпур, Чампанер и в супергруппе Аравалли претерпели динамический метаморфизм. Осадочные рудные тела в железорудной группе и Дарварской супергруппе испытали незначительный метаморфизм, а в месторождениях в толще Пенганга метаморфизм не проявился.

Минералогия и текстура интенсивно метаморфизованных марганцевых окисных рудных тел (и марганцевых окисно-силикатных пород, при их наличии) отвечают условиям их минералогическо-генетической трансформации и преобразования в твердом состоянии при повышенных давлениях и температуре.

Установлено, что сингенетические окислы марганца без примеси глин и кремнезема в течение метаморфизма подвергались восстановлению с образованием ассоциации окислов, в которых марганец имеет низшую валентность.

В пластах, представленных смесью окислов марганца с глинами и кремнеземом, в течение метаморфизма происходили интенсивные преобразования при высокой фугитивности кислорода с образованием ассоциации силикатов — окислов с низшей валентностью марганца при отсутствии тефроита. Такие метаморфизованные породы (гондолиты), содержащие окислы марганца и силикаты, отличаются от марганценосных карбонатно-силикатных пород (квелузитов, содержащих марганцевые карбонаты, тефроит и лишенные низших окислов). В последних, встречающихся в ряде месторождений мира [43, 49], первичный осадочный материал, включающий марганцевые карбонаты, глины, кремнезем, во время метаморфизма подвергался декарбонатизации.

Метаморфизованные марганцевые окисные руды и марганцевые окисно-силикатные породы имеют резкие контакты и представляют собой отдельные образования, ни одна из них не играет роли материнской породы для другой. Для минерального состава неметаморфизованных и слабо метаморфизованных рудных тел характерно преобладание высших окислов (пирролюзита, криптомелана) и небольшое количество браунита, железосодержащего якобита, которые, вероятно, образованы во время диагенеза.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Banerji A.K.* On the Precambrian banded iron-formations and manganese ores of the Singhbhum region, Eastern India. — *Econ. Geol.*, 1977, vol. 72, p. 90–98.
2. *Basu N.K.* Manganese ore deposits of the area around Ramtek and Chorbaoli, Nagpur District. — *Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. India*, 1958, vol. 30, p. 17–31.
3. *Basu N.K.* Origin of the Lateritoid manganese deposits of Keonjhar District, Orissa. — *Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. India*, 1969, vol. 41, p. 183–187.
4. *Basu N.K., Sarkar S.N.* Stratigraphy and structure of the Sausar series in the Mahuli-Ramtek-Junawani area, Nagpur District, Maharashtra. — *Quart. J. Geol. Mining and Met. Soc. India*, 1966, vol. 38, p. 77–105.
5. *Bilgrami S.A.* Manganese amphibole from Chikla, Bhandara District, India. — *Miner. Mag.*, 1955, vol. 30, p. 633–644.
6. *Bilgrami S.A.* Manganese silicates minerals from Chikla, Bhandara District, India. — *Miner. Mag.*, 1956, vol. 31, p. 236–244.
7. *Borreswara Rao C., Venkateswara Rao M.* An account of manganese occurrences in Shivaganga area, Chitaldrug schist belt, Mysore (Abstract). — In: *Proc. Ind. Sci. Congr.*, 53rd Sess., 1966, p. 184.
8. *Deshpande S.P.* Ore microscopic studies of the manganese ore minerals of old M.P. II, Satak, Beldongri, Lohdongri, Kacharwahi, Nagpur District. — *Proc. Ind. Acad. Sci.*, 1960, vol. 51, p. 202–218.
9. *Dunn J.A.* A study of some microscopical aspects of Indian manganese ores. — *Trans. Nat. Inst. Sci. India*, 1936, vol. 1, p. 103–124.
10. *Engineer B.B.* Geology and economic aspects of the manganese ore deposits of Jamda-Koira Valley, Keonjhar and Bonai, Orissa, India. — 20th Intern. Geol. Congr., Symp. on Manganese, 1956, vol. 4, p. 25–35.
11. *Fermor L.L.* The manganese ore deposits of India. — *Mem. Geol. Surv. India*, 1909, p. 37.
12. *Fermor L.L.* Manganiferous micas of India. — *Curr. Sci.*, 1952, vol. 27, p. 128–129.
13. *Huesney J.S.* Stability relations of minerals in the system Mn–Si–C–O: Ph. D. Diss./The Johns Hopkins Univ., Baltimore, 1967, p. 279.

14. *Janardhan A.S., Shadakshara Swamy N., Ravindra Kumar G.R.* Petrological and structural studies of the manganeseiferous horizons and recrystallized ultramafics around Gundlupet, Karnataka. — *J. Geol. Soc. India*, 1981, vol. 22, p. 103–111.
15. *Karunakaran C.* Manganese ore deposits of Mysore, India. — 20th Inter. Geol. Congr., Symp. on Manganese, 1956, vol. 4, p. 97–113.
16. *Kilpady S.H.* An X-ray study and re-examination of blanfordite. — *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, 1960, vol. 26, p. 250–259.
17. *Kilpady S.R.* Winchite from Ponia, Balaghat district, Madhya Pradesh. — *J. Univ. Geol. Soc. Nagpur*, 1964, vol. 1, p. 7.
18. *Krishna Rao B.* Origin of manganese ore Adilabad District, Andhra Pradesh, India. — *Econ. Geol.*, 1967, vol. 62, p. 711–718.
19. *Krishna Rao J.S.R.* Manganese ores of Srikakulam and Visakhapatnam Districts, Andhra Pradesh, India. — *Econ. Geol.*, 1963, vol. 58, p. 434–440.
20. *Krishna Rao J.S.R.* Association of the manganese ores and the Khondalites in Eastern Ghats, India. — *Proc. 22th Intern. Geol. Congr., Genet. probl. of ores.*, 1964, vol. 5, p. 229–238.
21. *Krishna Rao J.S.R.* Some problems on the manganese ores of Andhra Pradesh. — *Acta mineral.-petrogr. Szeged*, 1975, vol. 22, p. 133–142.
22. *Krishna Rao S.V.G., Bhattacharyya S., Sarma K.J.* Manganese silicate-carbonate protore (queluzite) from the Srikakulam manganese belt, Andhra Pradesh. — *J. Geol. Soc. India*, 1981, vol. 22, p. 197–200.
23. *Lahiri D.* Mineralogy and genesis of the manganese oxide and silicate rocks in Kajlidongri and surrounding areas, Jhabua District, Madhya Pradesh, India. — *Econ. Geol.*, 1971, vol. 66, p. 1176–1185.
24. *Mahapatra M.N.* A note on the origin of manganese ore in Joda-Gurda area, Dt. Keonjhar, Orissa (Abstract). — In: *Proc. Ind. Sci. Congr.*, 48th Sess., 1961, p. 211–212.
25. *Marchandise H.* Contribution à l'étude des gisements de manganesè sédimentaires. — 20th Intern. Geol. Congr., Symp. on Manganese, 1956, vol. 1, p. 107–118.
26. *Mitra F.N.* Genesis and mineralogenetic trend of manganese ore bodies at Chikla, Sitasaongi and Dongri Buzurg, Bhandara District, Maharashtra, India. — *Econ. Geol.*, 1965, vol. 60, p. 299–316.
27. *Naganna C.* Mineralogy of the manganese ores from Sandur Ore Deposits, Bellary District, Mysore State, India. — *Acta Univ. carol. Geol.*, 1964, vol. 2, Monogr., p. 86.
28. *Narayanaswami S., Chakravorty S.C., Vembem N.A.* et al. The geology and manganese ore deposits of the Manganese belt in Madhya Pradesh and adjoining parts of Maharashtra. — *Bull. Geol. Surv. India. Ser. A*, 1963, vol. 22, pt 1, p. 69.
29. *Natarajan V., Reddy B.S.R.* Stratiform manganese-ore deposits of Adilabad District, Andhra Pradesh. — *Indian Miner.*, 1978, vol. 32, p. 1–13.
30. *Nayak V.K.* Origin of hollandite from Kajlidongri mine, Madhya Pradesh, India. — *Miner. Mag.*, 1964, vol. 33, p. 934–935.
31. *Nayak V.K.* Mineralogy and genesis of manganese ores of Kajlidongri mine, District Jhabua, Madhya Pradesh, India. — *Econ. Geol.*, 1966, vol. 61, p. 1280–1282.
32. *Nayak V.K.* The manganese ores of Kajlidongri, District Jhabua, M.P. India (Abstr.). — *Symp. 104.3 Geol. and Geochem. of Manganese*, 25th Intern. Geol. Congr. Abstr., 1976, vol. 3, p. 785.
33. *Prasad Rao G.H.S.V., Murty Y.G.K.* Manganese ore deposits of Orissa and Bihar, India. — 20th Intern. Geol. Congr., Symp. on Manganese, 1956, vol. 4, p. 115–131.
34. *Radhakrishna B.P.* Mineralisation episodes in the Dharwar craton of Peninsular India. — *J. Geol. Soc. India*, 1975, vol. 17, p. 79–88.
35. *Rao G.V.* The geology and manganese ore deposits of Kanhan–Pench Valley area, Nagpur District, Maharashtra and Chhindwara District, Madhya Pradesh. — *Bull. Geol. Surv. India. Ser. A*, 1970, vol. 22, pt 2, p. 100.
36. *Roy B.C.* Manganese ore deposits of Bombay State, India. — 20th Intern. Geol. Congr., Symp. on Manganese, 1956, vol. 4, p. 41–62.
37. *Roy S.* Mineragraphic study of the manganese ores of Tirodi, Balaghat District, Madhya Pradesh, India. — *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, 1958, vol. 24A, p. 89–99.
38. *Roy S.* Mineralogy and texture of the manganese ore bodies of Dongri Buzurg, Bhandara District, Bombay State, India, with a note on their genesis. — *Econ. Geol.*, 1959, vol. 54, p. 1556–1574.
39. *Roy S.* Mineralogy and texture of the manganese ores of Kodur, Srikakulam Dt., Andhra Pradesh, India. — *Canad. Miner.*, 1960, vol. 6, p. 491–503.
40. *Roy S.* Mineralogy, texture and paragenesis of the manganese ores of Gumgaon-Ram-dongri mine-area, Nagpur District, Maharashtra, India. — *Proc. Nat. Inst. Sci. India*, 1961, vol. 27A, p. 108–114.
41. *Roy S.* Study of the metamorphic manganese ores of Bharweli mine-area, Madhya Pradesh, India, and their genesis. — *Econ. Geol.*, 1962, vol. 57, p. 195–208.
42. *Roy S.* Mineralogenetic trend with regional metamorphism in the manganese ore de-

posits of Madhya Pradesh and Maharashtra, India. — Proc. 22nd Intern. Geol. Congr., Genet. probl. of ores, 1964, vol. 5, p. 493–509.

43. Roy S. Syngenetic manganese formations of India. Calcutta: Jadavpur Univ., 1966. 219 p.

44. Roy S. Classification of manganese deposits. — Acta mineral.-petrogr. Szeged, 1969, vol. 19, p. 67–83.

45. Roy S. Studies on manganese-bearing silicate minerals from metamorphosed manganese formations of India. — J. Juddite. Miner. Mag., 1970, vol. 37, p. 708–716.

46. Roy S. Studies on manganese-bearing silicate minerals from metamorphosed manganese formations of India. II. Blanfordite, Manganian Diopside and Brown Manganiferous Pyroxene. — Miner. Mag., 1971, vol. 38, p. 32–42.

47. Roy S. Metamorphism of sedimentary manganese deposits. — Acta mineral.-petrogr. Szeged, 1972, vol. 20, p. 313–324.

48. Roy S. Genetic studies on Precambrian manganese formation of India with particular reference to the effect of metamorphism: Genesis of Precambrian Iron and Manganese Deposits. — UNESCO, Earth Sciences, 1973, vol. 9, p. 229–242.

49. Roy S. Petrology of the metamorphosed manganese silicate rocks. — Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. India, 1974, Golden jubilee, vol. 46, p. 267–290.

50. Roy S. Ancient manganese deposits. — In: Handbook of the Strata-Bound and Stratiform Ore Deposits/Ed. K.H. Wolf. Amsterdam etc.: Elsevier Sci. publ. Co, 1976, vol. 7, p. 395–476.

51. Roy S. Manganese Deposits. L. etc.: Acad. press, 1981. 458 p.

52. Roy S., Mitra F.N. Mineralogy and genesis of the gondites associated with metamorphic manganese orebodies of Madhya Pradesh and Maharashtra, India. — Proc. Nat. Inst. Sci. India, 1964, vol. 30, p. 395–438.

53. Roy S., Purkait P.K. Stability relations of manganese oxide minerals in metamorphic orebodies corresponding to sillimanite grade in Gowari Wadhona mine-area, Chhindwara District, Madhya Pradesh. — Econ. Geol., 1965, vol. 60, p. 601–603.

54. Roy S., Purkait P.K. Mineralogy and genesis of metamorphosed manganese silicate rocks (gondites) at Gowari Wadhona, Madhya Pradesh, India. — Contribs Mineral. and Petrol., 1968, vol. 20, p. 86–114.

55. Roy S., Pal R.N. Textural features of metamorphosed manganese ores of Notra-Ramrama area, Balaghat District, Madhya Pradesh. — In: Proc. Ind. Sci. Congr., 62nd. Sess., Abstr., 1975.

56. Roy S.K. Geology of the area around Jothvad, Panch Mahals District, Gujarat, with special reference to the manganese formations: Ph. D. Diss./Jadavpur Univ. Calcutta, 1967.

57. Roy S.K., Dasgupta D.J. Primary sedimentary structures in manganese belt. — Geol. Surv. India News, 1978, vol. 9, p. 10.

58. Roychowdhuri M.K., Venkatesh V., Das Gupta S.P. Manganese ore deposits of the Jhabua District, Madhya Pradesh. — Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. India, 1966, vol. 38, p. 65–76.

59. Sarkar S.N. Pre-Cambrian stratigraphy and geochronology of Peninsular India. India: Dhanbad Publishers, 1968. 33 p.

60. Sawkar R.H. Geology of the manganese ore deposits of North Kanara District, Karnataka State, India. — In: Geology and geochemistry of manganese/Ed. by I.M. Varentsov, Gy. Grasselly. Bp.: Publ. House of the Hung. Acad. of Sci., 1980, vol. 2, p. 279–296.

61. Sen B. Manganese ores of Keonjhar. — Trans. Mining. Geol. and Met. Inst. India, 1951, vol. 47.

62. Sen P. Petromineralogy of the gonditic rocks around Jothvad, Panch Mahals District, Gujarat, with a note on the temperature of formation of the ore minerals. — Quart. J. Geol., Mining and Met. Soc. India, 1964, vol. 36, p. 73–80.

63. Shukla K.D., Anandalwar M.A. The geology and manganese ore deposits of the Balaghat-Ukwa area, Balaghat District, Madhya Pradesh. — Bull. Geol. Surv. India. Ser. A, 1973, vol. 22, pt 7.

64. Sivaprakash C. Mineralogy and manganese deposits of Koduru and Garbham, Andhra Pradesh, India. — Econ. Geol., 1980, vol. 75, p. 1083–1104.

65. Straczek J.A., Narayanaswami S., Subramanyam M.R. et al. Manganese ore deposits of Madhya Pradesh, India. — 20th Intern. Geol. Congr., Symp. on Manganese, 1956, vol. 4, p. 63–96.

66. Strakhov N.M. Principles of lithogenesis. N.Y.: Consultants Bureau, 1956. Vol. 2. 609 p.

67. Sybramanyam M.R. The geology and manganese deposits of Ramrama-Sonawani area, Waraseoni Tehsil, Balaghat District and parts of Seoni Tehsil, Chhindwara District, Madhya Pradesh. — Bull. Geol. Surv. India. Ser. A, 1972, vol. 22, pt 6, p.50.

68. Subramanyam M.R., Murty V.N. Iron-formation of Bonai-Keonjhar and Iron Ore Group of North Orissa. — Chayanica Geol., 1975, vol. 1, p. 77–90.

69. West W.D. Nappe structure in the Archaean rocks of the Nagpur District. — Trans. Nat. Inst. Sci. India, 1936, vol. 2, p. 93–106.

БОКСИТОНОСНОСТЬ¹ ДОКЕМБРИЙСКИХ ПЛАТФОРМ

Месторождения и проявления бокситов давно уже известны в пределах древних платформенных областей. Именно здесь находятся такие всемирно известные рудные районы и месторождения, как Уэйпа, Гов (Австралия); Боке, Туге (Гвинея); месторождения Восточного побережья (Восточные Гаты, Индия) и ряд интереснейших объектов на других платформах. Есть основания считать, что на всех древних платформах, кроме Антарктической, имеются месторождения и проявления бокситов, причем именно в них сосредоточены мировые запасы бокситовых руд.

Может показаться парадоксальным, но на древних докембрийских платформах преимущественно распространены относительно молодые бокситы. Так, на Северо-Американской, Южно-Американской, Африканской, Индийской, Австралийской и Сибирской платформах большинство бокситовых месторождений сформировано в мезозое или кайнозое. В отличие от этого на Русской платформе бокситообразование происходило значительно раньше, в течение раннекаменноугольной эпохи, а на Северо-Китайской платформе этот процесс пришелся частично на карбон и пермь.

Широкое распространение мезозойско-кайнозойского бокситообразования связано, по-видимому, с тем, что в течение этого промежутка времени все платформы, за исключением Русской и Китайской, находились в области низших широт. Это обеспечило постоянную возможность возникновения климатических условий, благоприятных для развития процессов латеритного выветривания. В результате именно на платформах произошло формирование латеритных покровов и связанных с ними бокситовых месторождений. Однако последние далеко не везде хорошо сохранились к настоящему времени, а в значительной части были уничтожены пострудным размывом.

Что касается погребенных латеритных и связанных с ними осадочных бокситовых месторождений Русской платформы, то согласно воззрениям, высказанным и обоснованным Н.М. Страховым еще в пятидесятых годах, во второй половине девона и в начале карбона здесь господствовал жаркий и влажный климат. Экватор Земли проходил в северо-восточной части Русской платформы, в направлении с северо-запада на юго-восток, примерно параллельно Тиманскому кряжу. Такое положение экватора обеспечило оптимальные климатические условия для формирования латеритов и связанных с ними латеритных и осадочных бокситов.

К числу других факторов, благоприятных для образования бокситов, относятся тектонические движения земной коры, которые познаются на основе анализа тектонических структур. Принято считать, что наиболее благоприятные условия для образования латеритных бокситов создаются на стабилизировавшихся платформах при слабом, едва заметном поднятии земной коры. Подобные условия характерны для щитов. В качестве примера можно привести Либерийский щит, на котором располагаются многочисленные латеритные бокситовые месторождения. В течение мезозоя и кайнозоя здесь постоянно проявлялась тенденция к положительным вертикальным движениям земной коры, сохранившаяся до настоящего времени. Длительные поднятия характерны, помимо щитов, для антеклиз

¹ В статье рассматриваются месторождения и проявления бокситов, сформировавшиеся только в фанерозое.

и куполовидных платформенных структур, к которым также приурочены месторождения бокситов. В качестве примера назовем Воронежскую антеклизу на Русской и Чадобецкий купол на Сибирской платформах, где известны бокситовые месторождения.

Структурно-тектонические условия чаще всего оказывают влияние на процессы бокситообразования через посредство элементов рельефа местности, формирующихся в результате движений земной коры. Особенно это сказывается на латеритных бокситах, которые обычно приурочиваются к определенным положительным элементам рельефа, таким, как невысокие столовые горы, уступы средней высоты с ровной или слабоволнистой поверхностью, пологие склоны небольших возвышенностей. Часто наблюдается приуроченность латеритных бокситов к денудационным поверхностям выравнивания, при образовании которых ведущую роль играет тектонический фактор [1].

Необходимым условием для образования латеритных бокситов является наличие материнских пород, содержащих значительное количество алюминия и легко поддающихся выветриванию. К числу таких пород относятся нефелиновые сиениты, габбро, порфириды, вулканические туфы, амфиболиты, кристаллические сланцы, грубые пирокластические породы, породы трапповой формации, сланцы осадочного происхождения, особенно если они обогащены органическим веществом, а также некоторые другие образования [2]. В принципе любая порода, содержащая алюминий, может превратиться при выветривании в латерит, однако латеритные бокситы, как правило, развиваются на материнских породах благоприятного состава.

Вышеупомянутые основные условия необходимы для образования бокситов, но в действительности важны и другие факторы; несоблюдение хотя бы одного из них делает невозможным процесс бокситообразования. В ходе геологической истории большинства древних платформ неоднократно возникали благоприятные сочетания условий, необходимых при формировании латеритных покровов и связанных с ними бокситов различных генетических групп. Эти покровы зачастую слагаются породами, настолько обогащенными свободным глиноземом, что представляют собой высококачественный латеритный боксит.

Бокситы осадочной и карстовой групп, находящиеся в пределах платформенных областей, формируются в результате размыва латеритных бокситов и последующего перетолжения образовавшегося обломочного латеритного материала. Латеритный покров занимает определенное место в профиле коры выветривания, приурочиваясь к его верхней части. В качестве примера приведем описание двух латеритных профилей, сформированных на разных древних платформах.

Профиль латеритной коры выветривания хорошо изучен на месторождениях Курской магнитной аномалии на Русской платформе. Здесь на материнских породах, представленных филлитовыми сланцами протерозоя, развита латеритная кора выветривания с четырехзональным профилем. В соответствии со схемой зональности, разработанной в ИГЕМ [3], в составе ее снизу вверх выделяются:

1. Зона дезинтеграции, проявляющейся в том, что материнские породы приобретают здесь повышенную трещиноватость. Изменения минерального состава ограничиваются лишь начальной стадией гидратации слюд и слабо выраженным обохриванием вдоль стенок трещин и поверхностей сланцеватости.

2. Зона выщелачивания (гидрослюдистая) сложена преимущественно осветленными породами, состоящими из гидрослюд и смешанослойных минералов с примесью каолинита. Все эти минералы образуются за счет

серицита и биотита, входящих в состав неизменных материнских пород. Наблюдается частичное окисление железа. Содержание глинозема составляет $0,53 \text{ г/см}^3$.

3. Зона гидролиза (охристо-каолининовая) представлена глинистыми породами. Основным минералом является каолинит, образующий псевдоморфозы по слюдястым минералам. В пределах зоны происходит дальнейшее окисление железа. Глинозем накапливается до $0,74 \text{ г/см}^3$.

4. Зона конечного гидролиза (охристо-гиббситовая или бёмитовая). Породы зоны желтовато-бурого цвета, сильно пористы, слагаются гиббситом с примесью каолинита и минералом трехвалентного железа. В нижней части зоны сохраняются структурно-текстурные особенности материнских пород, в верхней они исчезают. Происходит накопление глинозема до $1,22 \text{ г/см}^3$, а также титана, галлия и других элементов гидролизатов.

Бокситы месторождения Фрия (Либерийский щит на Африканской платформе) связаны с корой выветривания граптолитовых сланцев силурийского возраста. Бокситы залегают в верхней части многозонального профиля, описанного Б.А. Богатыревым [4]. Здесь на неизменных материнских образованиях располагаются слюдяные породы зоны дезинтеграции коричневатого-бурого цвета, рыхлые, жирные на ощупь. Они мало отличаются от неизменных сланцев. Породы, находящиеся в верхней части этой зоны, обычно рыхлые, с сохранившейся текстурой исходных сланцев и обладают буровато-серой окраской. Следующая (снизу вверх) зона, названная каолинит-гиббситовой, слагается желтовато- и буровато-серыми породами, более крепкими, чем в нижележащей зоне. Здесь появляется гиббсит, который начинает преобладать над каолинитом в верхней части зоны. Выше располагаются бокситы, относящиеся к гиббситовой зоне. Они коричневатого-бурого и желтовато-бурого цвета, плотные, каменистые, местами с полосчатой текстурой, сохранившейся от сланцев. Снизу вверх по профилю коры выветривания возрастает содержание Al_2O_3 , которое вверху в каменистых бокситах доходит до 55–57%.

Приведенные описания показывают, что подробное изучение профиля коры выветривания позволяет в деталях проследить многообразные изменения материнских пород при превращении их в латерит или латеритный боксит.

Особенности размещения бокситовых месторождений в основном определяются геологической историей и тектонической структурой древних платформ, а также упомянутыми выше другими факторами, благоприятствующими процессу бокситообразования.

Оптимальные условия для формирования латеритных бокситов и их сохранности от последующего размыва создаются в случае платформенных областей, характеризующихся стабильным тектоническим режимом. Полная реализация этих условий как бы "заложена" в самом ходе геологического развития докембрийских платформ, которые уже к началу фанерозоя превратились в стабильные в тектоническом отношении области земной коры.

Щиты на платформах являются наиболее перспективными для поисков элементами тектонической структуры. Они испытывают длительную и четко выраженную тенденцию к медленному поднятию. В их пределах долгое время преобладали континентальные условия, которые благоприятствовали развитию процессов формирования латеритной коры выветривания. Кроме того, в области щитов на земную поверхность выходят разнообразные магматические и метаморфические комплексы нижнего структурного этажа платформы, среди которых обычно встречаются породы, легко поддающиеся процессам выветривания и латеритизации. Латеритные

бокситы следует искать в тех местах, где на территории щита распространены невысокие, пологие возвышенности и поверхности выравнивания. На них и других благоприятных элементах рельефа при прочих оптимальных условиях возникают покровы латеритных бокситов.

Осадочные бокситовые месторождения, образованные за счет размыва латеритных кор выветривания и переотложения латеритного материала, приурочены к верхнему структурному этажу платформ к их осадочному чехлу. Они локализуются преимущественно в области погружения щита. Такое положение занимают, в частности, бокситы Североонежского месторождения на Русской платформе. Если же они находятся в пределах синеклиз, то залегают на бортах этих структур, примыкающих к щитам и крупным антеклизам.

Латеритные коры и остаточные бокситовые месторождения известны в пределах антеклиз. Чрезвычайный интерес в этом отношении представляет Воронежская антеклиза на Русской платформе. Здесь распространена формация древней коры выветривания. Два члена этой формации — богатые гипергенные железные руды и латеритные бокситы — представляют собой парагенетические образования, следующие полосами в пределах области развития материнских пород соответствующего состава. Имеются основания искать латеритные и другие бокситовые месторождения на других антеклизах в сходных геологических условиях.

Тектонические купола представляют собой небольшие структуры более высокого порядка, чем антеклизы. Тем не менее территория их перспективна для поисков, так как на Чадобецком поднятии (куполе) на Сибирской платформе А.Д. Слукиным [5] обнаружена латеритная кора выветривания и бокситы, сформированные за счет латеритизации сланцев и ультраосновных щелочных пород. Латеритные бокситы подверглись здесь размыву, а переотложенные продукты их разрушения послужили материалами для образования бокситов карстового типа. Распространение карстовых бокситов в пределах платформенных областей контролируется, помимо других факторов, еще и наличием карбонатных пород, служащих ложем для бокситовых руд. Это чаще всего известняки и доломиты, подвергающиеся выщелачиванию. В области их развития возникают карстовые воронки, впадины и поля, к которым приурочиваются залежи карстовых бокситов. Таким образом, наличие карбонатных пород является дополнительным указанием на возможность обнаружения карстовых бокситов на платформах.

В заключение следует подчеркнуть, что на докембрийских платформах сосредоточена подавляющая часть мировых запасов бокситовых руд.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бардоши Г. Карстовые бокситы. М.: Мир, 1981. 154 с.
2. Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 416 с.
3. Никитина А.П., Витовская И.В., Никитин К.К. Минералого-геохимические закономерности формирования профилей и полезных ископаемых коры выветривания. М.: Наука, 1971. 88 с.
4. Сапожников Д.Г., Богатырев Б.А., Барков В.В. Бокситы и коры выветривания Гвинеи. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1976, вып. 15, с. 3—70.
5. Слукин А.Д. Кора выветривания терригенных отложений и ископаемых ультраосновных пород Чадобецкого поднятия. — В кн.: Кора выветривания. М.: Наука, 1973, вып. 12, с. 44—54.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ТИПЫ БОКСИТОВ ИНДОСТАНСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ

На Индостанской и Сибирской платформах расположено множество проявлений бокситов различных генетических и минералогических типов. Главными генетическими типами являются остаточные, или латеритные, и осадочные. Бокситы Индии и Сибири обладают многими сходными чертами, но есть и существенные различия. На Индостанской платформе преобладают латеритные месторождения от позднемелового до современного возраста, имеется несколько осадочных месторождений в провинции Джамму, бокситопоявления на п-ове Кач и в некоторых других местах. В Сибири подавляющее большинство месторождений сложено осадочными бокситами позднемелового—палеогенового возраста, а реликты латеритных покровов сохранились в юго-западной части платформы и на северо-востоке траппового плато.

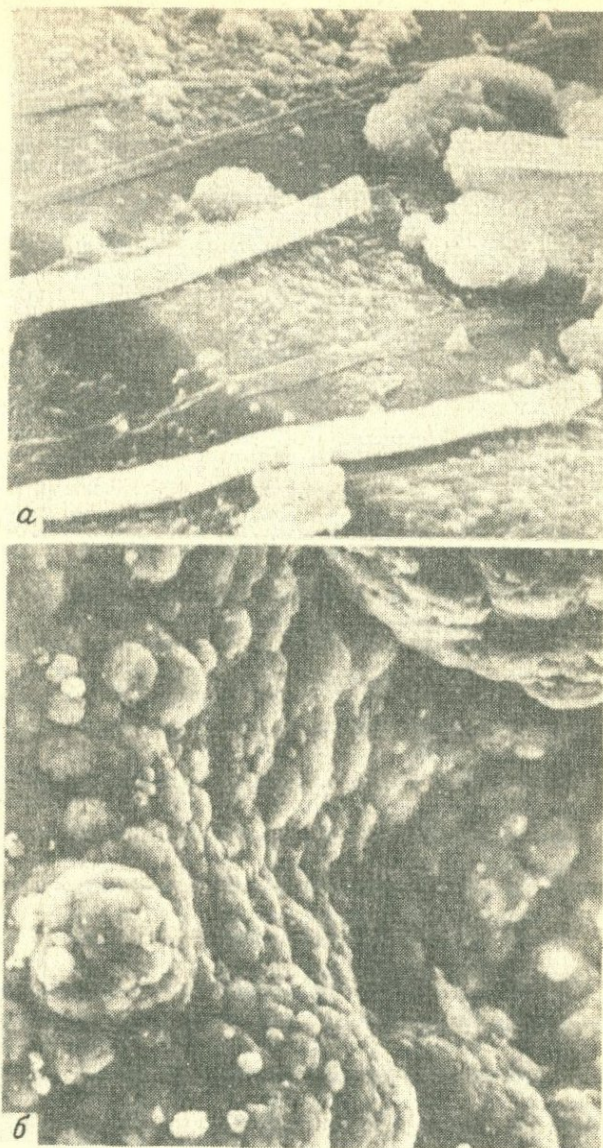
Латеритные месторождения приурочены к положительным тектоническим и геоморфологическим структурам, занимая вершины и спокойные склоны гор. Латеритные покровы Сибири развивались на высотах около 300—700 м, в Индии они достигают больших амплитуд: от 30 м на Малабарском побережье до 2362 м в южной части Западных Гат [6].

Материнские породы индийских латеритов — траппы, граниты, гнейсы, чарнокиты, кондалиты, песчаники, каолины. Сибирские латериты покрывают траппы, кимберлиты, щелочные ультрабазиты, кварц-мусковит-полевошпатовые сланцы; они развивались также на песчаниках, амфиболитах, глинистых сланцах и других породах, но впоследствии были размыты и образовали осадочные бокситы.

Мощность латеритных кор выветривания составляет обычно несколько десятков метров, за исключением кор, развитых в сводах некоторых антиклинальных структур, где она достигает 300—500 м (например, Чадобецкое поднятие, Сибирь).

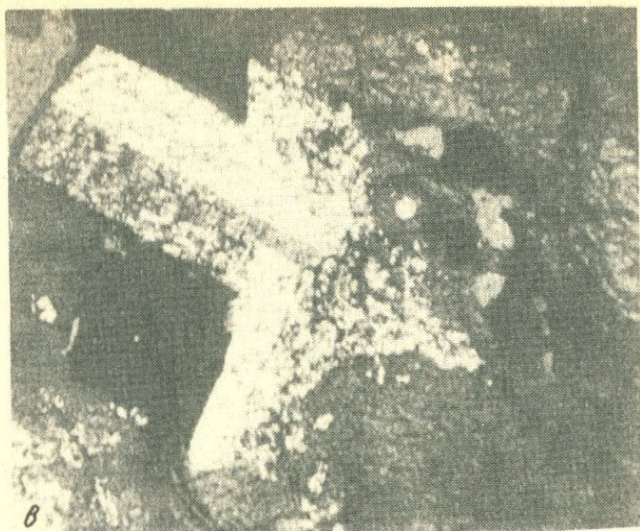
Все латеритные месторождения Индии и Сибири обладают зональным профилем, включающим свежие, дезинтегрированные, выщелоченные глинистые породы и собственно латериты.

Для индийских профилей характерны светлые до белых окраски зон каолинизации и бокситизации, разнообразие текстур в бокситах и разделение латеритной зоны на Al и Fe горизонты. Аллюминиевый, или бокситовый, горизонт лежит на каолинизированных, реже монтмориллонитизированных породах. Текстуры бокситов псевдоморфные (например, в районе Бельгаум), или псевдоморфные, массивные и пизолитовые (месторождения Амаркантак), или массивные, пизолитовые, кавернозные, вермикулярные (месторождения п-ова Кач, Лохардага, Байндур). Для первых характерен гиббситовый или гиббсит-клиацитовый состав, для последних — гиббсит-бёмитовый состав. Хотя рентгенограммы некоторых массивных бокситов показывают наличие только гиббсита, другие данные свидетельствуют о присутствии также нераскристаллизованного или слабокристаллического глиноземного вещества. Наличие аморфной фазы в профилях выветривания прослеживается как в начальных, так и в конечных продуктах выветривания (рисунок). Гиббсит и бёмит находятся в тесной ассоциации, что подтверждено изучением состава цемента и единичных пизолитов в бокситах Амаркантака. Мощность бокситово-



Скрытокристаллическое и аморфное вещество в латеритных профилях

а — аморфное вещество с трещинами усыхания и галлузит в слабыветрелом граните, Байндур, Индия; *б* — коллоидное вещество алюмокремниевого состава в полостях вермикулярного латерита, там же (сканирующий электронный микроскоп, ув. 3000 и 300); *в* — гипс среди скрытокристаллической глиноземной массы, Бельгаум, Индия (прозрачный шлиф, николи скрещены, ув. 40)



го слоя составляет обычно несколько метров, но в Восточных Гатах она достигает 50 м [3].

Железистый горизонт перекрывает пласт боксита, кое-где маломощные Fe-слои встречаются в нижней части этого пласта. Горизонт сложен твердой вермикулярной и кавернозной породой пестрой красно-буро-желто-белой окраски. Главные минералы гетит, гематит и гиббсит, но очень часто встречается неожиданно много (до 50%) галлуазита и каолинита. Характерны колломорфные выделения этих минералов. В одних местах латеритный профиль заканчивается этим горизонтом, в других местах он еще покрыт слоем свободных пизолитов и почвой.

Латеритные бокситы п-ова Кач отличаются от других индийских латеритов более сложной геологической историей и более сложным составом. Территория полуострова погружалась и затоплялась морем. Латериты были перекрыты эоценовыми известняками, затем вновь выведены на поверхность и сейчас существуют в условиях жаркого засушливого климата. В этих бокситах появились вторичные минералы: сидерит, кальцит и черный шамозит.

Визуальные наблюдения и геохимические расчеты приводят к выводу, что для большинства индийских латеритов характерна высокая подвижность Al и Fe, их разделение и перераспределение в профиле коры выветривания. Причины перераспределения железа и других химических элементов в латеритном профиле были объяснены Ф.В. Чухровым [2]. Решающую роль здесь играет жизнедеятельность бактерий и смена окислительных и восстановительных условий и движение вод в латеритах в засушливые и влажные сезоны.

Сибирские латеритные бокситы имеют желтые, желто-бурые и красновато-бурые окраски и реликтовые текстуры. Только в самой верхней части профиля наблюдается развитие конкреционных текстур, где появляются мелкие сфероиды гематита. Бокситы относятся к гиббситовому типу. Другие минералы — гетит и гематит, кое-где примесь каолинита и в зависимости от состава материнских пород минералы титана: рутил, анатаз, ильменит. Геохимические расчеты показывают совмест-

ное относительное накопление Al и Fe без существенной их дифференциации в латеритном профиле. Однако такая картина характерна только для сохранившейся части профиля. Известно, что верхняя часть латеритов размыта и либо рассеяна, либо сконцентрирована в виде залежей осадочных бокситов. В переотложенных продуктах выветривания на месторождениях Чадобецкого поднятия, Нижнеподсопочном, Татарском, на останцах траппового плато Майгунна, Широкие Полканы (Красноярский край), Дабаан (Якутия) автору удалось найти обломки обеленных бокситов и железистых вермикулярных латеритов, совершенно неотличимых от подобных образований Индии. Это дает нам основание предполагать, что в процессе формирования сходство сибирских и индийских латеритов было большим.

Генетические типы осадочных бокситов обусловлены местом и способом их отложения. Выделяются осадочные руды на силикатных и карбонатных (карстовый тип) породах. Среди тех и других имеются делювиальные, пролювиальные, аллювиальные и болотные бокситы, как правило, тесно ассоциирующие друг с другом в пределах одного месторождения. Осадочные бокситы на силикатных породах обычно несогласно подстилаются глинистыми, реже латеритными продуктами выветривания. Общая мощность бокситоносных отложений составляет первые метры, десятки метров, редко более 100 м. Области аккумуляции бокситов представляют собою склоны гор, холмов, долин, эрозионные или тектонические депрессии.

Карстовые бокситоносные отложения выполняют депрессии в карбонатных породах или на контакте карбонатных и силикатных пород. Рельеф дна карстовых депрессий обычно резкий, часто с почти вертикальными склонами останцов карбонатных пород, впадин, карманов. Это обуславливает большую мощность бокситоносных отложений, достигающую 100, 200 и более метров. Поверхность закарстованных пород часто покрыта маршаллитом и псиломеланом.

Геологические разрезы всех изученных месторождений сходны и включают (снизу вверх): несортированную грубообломочную толщу, сложенную обломками свежих, слабовыветрелых и слабокаолинизированных пород и минералов, слой глин преимущественно каолинитового состава, но в нижней части местами встречается и монтмориллонит, слой каолинит-гипсбситовых (бокситовых) глин и слои или линзы бокситов. На некоторых месторождениях слои бокситов и глин чередуются в разрезе 2—3 раза. Руды перекрываются глинами или суглинками.

Физические свойства осадочных бокситов исключительно разнообразны. Их цвет меняется от красно-бурого и желтого до белого и черного. Последние характерны для болотных руд. Белые бокситы сохраняют следы разложившихся листьев, а черные содержат рассеянное органическое вещество, обломки ветвей и стволов деревьев, превратившихся в лигнит. Преобладающие текстуры руд: бобовые, пизолитовые и массивные. Все они относятся к гипсбситовому типу. Кроме гипсбсита, руды содержат местами бемит, корунд, нордstrandит, каолинит, гётит, маггемит, гематит, магнетит. В белых и черных рудах окислы железа отсутствуют, но появляются в небольших количествах пирит и марказит. Другие вторичные минералы—кальцит, сидерит, шамозит.

Руды всех изученных месторождений содержат обломки железистых латеритов, латеритных бокситов и их минералов, которые определяют специфику каждого месторождения. Так, осадочные бокситы на выветрелых щелочных ультрабазитах и сланцах содержат обломки соответствующих латеритов, псевдоморфозы анатаза по перовскиту и маггемита по

пириту (своды Чадобецкого поднятия, Сибирь). Карстовые бокситы Тартарского месторождения, Енисейский край, содержат обломки латеритизированных амфиболитов. Все месторождения, связанные с траппами, включают обломки латеритов по траппам и характерные зерна окисленного титаномагнетита с хорошо видимой сагенитовой решеткой (Пуна, Ибджибдек, Нижнеподсопочное, Сибирь). Карстовые бокситы рудопроявления Полпод, Сибирь, образовавшиеся из песчаников и сланцев, включают зерна кварца и рутила.

Среди этих бокситов особое место занимают руды месторождений Джамму, Индия. Их геологический разрез включает (снизу вверх): окремненные доломиты, брекчию кварцитов, кремнистые сланцы, песчаники и сланцы, карбонатизированные сланцы, содержащие остатки растений и тонкие слои пизолитовых бокситов, серые глины (1–3 м), непизолитовые бокситы (0,3–1,5 м), пизолитовые бокситы (0,5–2 м), эоценовые углистые сланцы и нуммулитовые известняки [5]. С. Фокс [4] вслед за Вадия, Мохан Лал и другие [5] полагают, что бокситы Джамму можно отнести к остаточным образованиям. Другие авторы [1, 7] рассматривали их как осадочные. Автор на основе полевых наблюдений и критического анализа литературных данных считает, что совокупность ряда признаков и особенно серый и черный цвет руд как результат обилия рассеянного органического вещества являются убедительным свидетельством осадочного генезиса бокситов Джамму. Бокситы относятся к бёмит-диаспоровому типу. Многочисленные обломки латеритов с реликтовой текстурой позволяют предполагать, что их материнскими породами были траппы, сланцы и какие-то апатитсодержащие породы. Бокситы Джамму были преобразованы в ходе регионального динамометаморфизма.

В минеральном составе бокситов, залегающих на силикатных и карбонатных породах, нет принципиальных различий. Полагают, что на силикатных породах руды засоряются кварцем. Однако бокситовые залежи Джамму, образовавшиеся из латеритизированных траппов, непосредственно подстилаются кварцитовидными песчаниками или кремнистыми сланцами, но содержание кварца в них очень низкое. И, наоборот, карстовые бокситы Полпода содержат много кварца, так как материнскими породами их являются кварц-мусковит-полевошпатовые песчаники и сланцы. Таким образом, минералогические типы осадочных бокситов определяются составом материнских пород, физико-химическими условиями области аккумуляции, геологическим возрастом и историей их развития.

Возникает вопрос: почему на Сибирской платформе бокситы встречаются реже, чем на Индостанской платформе? Причин этого может быть указано несколько. Одна из них — различие в длительности периодов латеритного выветривания. В Сибири оно началось в середине мелового периода и закончилось в олигоцене. На большей части территории Индии оно началось в позднем мелу и, по некоторым данным, продолжается в настоящее время.

Другая причина — различие в интенсивности выветривания, связанное с климатическими условиями. Палеоклимат Сибири характеризовался меньшим количеством осадков и меньшими среднегодовыми температурами, чем климат современного Индостана. Это различие привело к тому, что, как показано выше, в Сибири высококачественные бокситы формировались на маложелезистых тонкозернистых сланцах, в то время как в Индии они развиты на всех алюмосиликатных породах, включая высо-

кожелезистые траппы и грубозернистые кварцсодержащие граниты, гнейсы, песчаники.

Третья причина — различие в условиях сохранности. Начиная с олигоцен-сибирские латериты практически уже не формировались, а только разрушались. Продукты разрушения аккумуляровались там, где были подходящие депрессии. Большая часть латеритов была рассеяна. В Индии латеритные покровы также частично разрушаются, но, по-видимому, продолжающаяся латеритизация восполняет эти потери.

ЛИТЕРАТУРА

1. Валетон И. Бокситы. М.: Мир, 1974.
2. Chukhrov F.V. On transformation of iron oxides in chemogenic eluvium in tropical and subtropical regions. — In: Lateritisation processes. New Delhi: Oxford and IBH Publ. Co, 1981, p. 11—14.
3. Deb M., Joshi A., Deshmukh M.G. Some observation on the mineralogy, geochemistry and genesis of bauxite deposits on khondalites, Eastern Ghat Region, India. — In: 4th Intern. Congr. ICSOBA. Vol. 2. Bauxites. Athens, 1978, p. 1008—1034.
4. Fox C.S. Bauxite and aluminous laterite. L.: C. Lockwood, 1932. 304 p.
5. Mohan Lal, Jamwal J.S., Nanda M.M. Bauxite deposits of Jammu, India. — In: Lateritisation processes. New Delhi: Oxford and IBH Publ. Co, 1981, p. 190—192.
6. Subramanian K.S. Bauxite deposits on high landforms in the southern part of the Indian Peninsula. — In: 4th Intern. Congr. ICSOBA. Vol. 2. Bauxites. Athens, 1978, p. 806—821.
7. Caillere S., Singh A. Contribution à l'étude des bauxites de la province de Jammu au Kashmir (Caehemire). — C. r. Acad. sci. D, 1967, vol. 264, N 18, p. 2177—2180.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
-----------------------	---

Часть I

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ

К.О. Кратц, С.Б. Лобач-Жученко, И.М. Горохов, О.А. Левченков. Геология и геохронология восточной части Балтийского щита	5
Н.П. Щербак, К.Е. Есилчук. Стратиграфия и геохронология докембрия Украинского щита	12
А.В. Чекунов, В.Б. Соллогуб, В.И. Старостенко, Г.Е. Харечко, О.М. Русаков, В.Г. Козленко, А.С. Костюкевич. Стрoение земной коры и верхней мантии Индостана и северной части Индийского океана по геофизическим данным	17
О.А. Богатииков, М.С. Марков, М.К. Суханов. Древнейшие анортозиты Земли	25
В.И. Казанский, Е.П. Максимов, Н.Н. Перцев. Докембрийские разломы Алданского щита	30
Ч.Б. Борукаев. Сравнительная характеристика тектонических комплексов докембрия Сибирской и Индостанской платформ	39
В.М. Моралев. Раннедокембрийские метабатыты в гранулитовых поясах Индостанского и Алданского щитов	44
С.П. Корииковский. Петрологические особенности метаморфических ореолов кианит-силлиманитового типа глубинности	49

Часть II

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Я.Н. Белевцев, Л.С. Галецкий. Металлогения Украинского щита	60
Ю.Г. Сафонов, Б. Кришна Рао, В.Н. Васудев. Геологическая позиция и геолого-структурные особенности золоторудных и медных месторождений кратона Карнатака, Индия	64
А.Д. Генкин, Ю.Г. Сафонов, В.А. Боронихин, В.Б. Наумов, В.Н. Васудев, Б. Кришна Рао, И.В. Чернышев, Л.П. Носик. Новые данные по минералогии и геохимии золоторудного поля Колар, Индия	82
К. Басу, Н.С. Бортников, А. Мукерджи, Н.Н. Мозгова, А.И. Целин. Минералого-геохимические особенности стратифицированного полиметаллического месторождения Раджпура-Дариба, Раджастхан, Индия	99
А.А. Глаголев. Метаморфические и метасоматические процессы в железистых кварцитах	105
В.П. Петров. Неметаллические полезные ископаемые древних щитов	109
С.М. Матур. Геология докембрийских месторождений алмазов Индии	116
М.А. Лицарев. Докембрийские месторождения флогопита СССР (закономерности образования и размещения)	130
В.И. Финько, М.М. Аракалянц, А.А. Беус, П. Сваруп, Р. Пракаш, Д. Раи. Возраст диапор-пирофиллитовых месторождений Центральной Индии	138
С.К. Бабу. Пегматитовая минерализация из района селения Раджагарх, близ Адждера, штат Раджастхан	144
С.М. Зейнуддин, А. Райс. Распределение некоторых рассеянных элементов в пегматитах и их использование для поисков промышленной минерализации	148
Д. Батачариджи. Изменение содержаний элементов-примесей в полевых шпатах как критерий прогнозирования мусковитовой минерализации в пегматитовом поесе Бхилвара, Раджастхан, Индия	158
С. Рой. Докембрийские марганцевые месторождения Индии	171
Д.Г. Сапожников. Бокситоносность докембрийских платформ	183
А.Д. Слукин. Генетические и минеральные типы бокситов Индостанской и Сибирской платформ	187

Геология и геохронология восточной части Балтийского щита. Кратц К.О., Лобач-Жученко С.Б., Горохов И.М., Левченков О.А. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Рассматриваются геология и геохронология Кольского, Беломорского и Карельского мегаблоков и Ладужской зоны восточной части Балтийского щита. Сопоставление строения коры этих геотектонических районов выявляет различие состава пород и режимов эндогенных процессов трех структурных ярусов, отвечающих соответственно нижнему и верхнему архею и протерозою. Табл. 1. Библиогр. 28 назв.

Стратиграфия и геохронология докембрия Украинского щита. Щербак Н.П., Есипчук К.Е., — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Рассматриваются три основных этапа геологической истории Украинского щита: раннеархейский с формированием кристаллического основания, сложенного гнейсами, амфиболитами и кристаллическими сланцами, позднеархейский с накоплением мощных осадочно-вулканогенных толщ (конкско-верховцевская серия) и раннепротерозойский с наиболее распространенными геосинклинальными и субгеосинклинальными вулканогенно-осадочными толщами тетеревской, бугской, ингуло-ингулецкой, криворожской и центрально-приазовской серий. Обосновываются границы криворожской серии, разрез которой признан стратотипическим. Отмечаются особенности субплатформенной и платформенной стадий развития Украинского щита. Табл. 1.

Строение земной коры и верхней мантии Индостана и северной части Индийского океана по геофизическим данным. Чекунов А.В., Соллогуб В.Б., Старостенко В.И., Харечко Г.Е., Русаков О.М., Козленко В.Г., Костюкевич А.С. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Сравнение результатов использования метода ГСЗ на Индийском и Восточно-Европейском щитах свидетельствует о том, что в особенностях глубинного строения консолидированной коры древних докембрийских щитов имеется много общего. Резкая граница Конрада на щитах отсутствует. На всех щитах выделяются поверхность фундамента, предполагаемая поверхность протофундамента и поверхность раздела Мохо. Основное отличие Индийского щита от щитов Восточно-Европейской платформы заключается в существовании на нем ряда крупных надвигов, что свидетельствует о высокой интенсивности и сложности тектонических процессов, протекавших на территории Индостанского полуострова в процессе формирования щита, а также после его кратонизации. Ил. 3. Библиогр. 18 назв.

Древнейшие анортозиты Земли. Богатиков О.А., Марков М.С., Суханов М.К. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Подчеркивается значение изучения анортозитов для расшифровки ранней истории Земли. Рассматриваются два главных типа анортозитовых формаций: ранних этапов развития Земли (сходные с лунными анортозитами) и этапа стабилизации древних платформ (субплатформенные). Приводится геологическая и петролого-геохимическая характеристика ранних и субплатформенных анортозитов. Выделение двух типов анортозитов подтверждается новыми данными по определению абсолютного возраста, изотопии стронция и кислорода, математической обработкой данных по петрохимии анортозитов и различиями в составе флюидной фазы. Табл. 2.

УДК 551.71

Докембрийские разломы Алданского щита. Казанский В.И., Максимов Е.П., Перцев Н.Н. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

На примере Тыркандинского и Скального разломов показано, что крупные разломы, рассекающие кристаллический фундамент Алданского щита, в большинстве случаев заложены еще в архее. Они представлены сложными зонами изоклинальной складчатости, инъекционных мигматитов, бластомилолитов, катаклазитов. В полосе разломов проявился метаморфизм амфиболитовой и зеленосланцевой фации. В их пределах наблюдаются и аномальные минеральные ассоциации, в частности известково-силикатные брекчии, образованные при температурах до 550° , давлении до 4–5 кбар и низкой концентрации CO_2 во флюиде. Ил. 4. Библиогр. 9 назв.

УДК 551.24+551.71

Сравнительная характеристика тектонических комплексов докембрия Сибирской и Индостанской платформ. Борукаев Ч.Б. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Проводится сопоставление строения архейских, нижнепротерозойских и рифейских образований Сибирской и Индостанской платформ. Отмечается большое сходство в обеих платформах последовательности и типов тектонических комплексов и их положения в общей структуре. Существенным различием архейских образований является отсутствие в пределах Сибирской платформы комплекса серых гнейсов. Обсуждается тектоническая природа нижнепротерозойских осадочно-вулканогенных толщ. Рассматриваются особенности рифейского платформенного чехла. Библиогр. 5 назв.

УДК 551.71+552.4

Раннедокембрийские метабазиты в гранулитовых поясах Индостанского и Алданского щитов. Моралев В.М. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Приведены результаты изучения распределения редкоземельных элементов, титана, циркония, ниобия в основных гранулитах архея Алданского щита и Становой области, свидетельствующие о метабазальтовой природе гранулитов. Петрохимическая характеристика этих пород, показанная с помощью диаграмм $\text{CaO}-\text{MgO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{MgO}$, TiO_2-MgO и других, подтверждает первичное магматическое мантийное происхождение гранулитов. Сопоставление основных гранулитов Алданского щита и Индии выявляет их большое сходство. Библиогр. 18 назв.

УДК 552.163

Петрологические особенности метаморфических ореолов кианит-силлиманитового типа глубинности. Кориковский С.П. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Зональные метаморфические ореолы кианит-силлиманитового типа относятся к наиболее глубинным и формируются при общем давлении не менее 4 кбар и высоком P_{CO_2} . Генетически они не связаны с конкретными телами гранитоидов; распределение зон определяется лишь особенностями теплового потока. Высокие значения P_{CO_2} во флюидах затормаживают реакции декарбонатизации, чем объясняется, в частности, стабильность парагенезиса доломит (анкерит) + кварц до середины ставролитовой фации. С кианит-силлиманитовыми ореолами связаны поля мусковитовых пегматитов. Ил. 6. Библиогр. 11 назв.

УДК 551.71+553.2

Металлогения Украинского щита. Белевцев Я.Н., Галецкий Л.С. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Металлогению Украинского щита определяют три основных цикла: 1) догесинклинальный — архейский (3,5–2,6 млрд. лет), характеризующийся накоплением Fe, Mn, Ni, Ti, Cu и других металлов в связи с вулканической

деятельностью, представленной основными и ультраосновными магмами; 2) геосинклиальный раннепротерозойский (2,6–1,65 млрд. лет), в который формируются главные осадочно-метаморфические и метаморфические месторождения железа, 3) платформенный — позднепротерозойский (1,65–0,95 млрд. лет) с зонами тектономагматической активизации и развитием платформенного чехла, с которым связаны россыпные и осадочные месторождения. Табл. 1.

УДК 553.2+553.411

Геологическая позиция и геолого-структурные особенности золоторудных и медных месторождений кратона Карнатака, Индия. Сафонов Ю.Г., Кришна Рао Б., Васудев В.Н. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Золоторудные поля Колар, Хатти, Рамагири располагаются в Восточном блоке кратона, в пределах крупного субмеридионального пояса. Эти поля приурочены к обособленным поясам зеленокаменных сланцев. Медные месторождения находятся в западном блоке. Те и другие месторождения контролируются крупными разломами периода активизации. Золоторудные месторождения локализируются в узлах пересечения субсогласных зон скальвания диагональными нарушениями. Месторождения Коларского типа формировались в связи с наложением золотой и золото-сульфидной минерализации на ранние кварцевые тела. Медные месторождения образовывались при развитии зон скальвания, локальных разрывов и зон дробления и представлены жильными телами и зонами прожилково-вкрапленной минерализации. Для золоторудной и медной минерализации рассмотрены соотношения с дайками долеритов и диабазов. Ил. 8. Библиогр. 16 назв.

УДК 549+553.411 (540)

Новые данные по минералогии и геохимии золоторудного поля Колар, Индия. Генкин А.Д., Сафонов Ю.Г., Боронихин В.А., Наумов В.Б., Васудев В.Н., Кришна Рао Б., Чернышев И.В., Носик Л.П. — В кн.: Геология и полезные ископаемые докембрийских платформ. М.: Наука, 1984.

Приведены новые данные по минералогии руд. Рассматривается комплекс ранее неизвестных минералов кадмия, сурьмы, никеля, серебра, висмута и теллура. Характеризуются стадии минерализации и минеральные ассоциации руд. Термобарические условия рудообразования оцениваются методом гомогенизации газово-жидких включений. Обсуждаются результаты изучения изотопии серы и свинца. Табл. 8. Ил. 7. Библиогр. 14 назв.

УДК 553.44:549.351

Минералого-геохимические особенности стратифицированного полиметаллического месторождения Раджпура-Дариба, Раджастхан, Индия. К. Басу, Н.С. Бортников, А. Мукерджи, Н.Н. Мозгова, А.И. Целин. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Проведено изучение минералого-геохимических особенностей руд. Установлены широкие вариации химизма отдельных минералов. Выделены две фации руд, различающиеся морфологией рудных тел, взаимоотношением с вмещающими породами, минеральным составом и текстурно-структурными особенностями. Обсуждаются условия образования обеих фаций руд. Табл. 4. Ил. 3. Библиогр. 7 назв.

УДК 553.22:553.31

Метаморфические и метасоматические процессы в железистых кварцитах. Глаголев А.А. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Кратко описываются минеральные ассоциации железистых кварцитов различных фаций изохимического прогрессивного метаморфизма от диagenеза до гранулитовой фации. Охарактеризованы изменения парагенезисов минералов на разных стадиях гранитизации (мигматизации) железистых кварцитов, происходящей одновременно или в заключительную стадию прогрессивного метаморфизма. Показаны проявления постмагматических мета-

соматических процессов: скарнирование, щелочной метасоматоз, грейзенизация, окварцевание и карбонатизация. Перечисленные процессы влияют на свойства железистых кварцитов как полезных ископаемых и затушевывают признаки первично осадочного их происхождения. Библиогр. 4 назв.

УДК 551.71+553.6

Неметаллические полезные ископаемые древних щитов. Петров В.П. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Гранитные пегматиты докембрия являются источником драгоценных камней (топаз, берилл, благородный скаполит, гранат), мусковита, пьезооксида, полевого шпата. С ультрабазитами связаны месторождения хромитов и оливина, используемых в производстве огнеупоров и в других целях. Гидротермально измененные ультрабазиты включают месторождения асбеста и тальковых руд. В контактах ультрабазитов с гранитами формируются месторождения вермикулита, жадеита, нефрита, изумруда. Карбонатные толщи вмещают месторождения облицовочных мраморов, волластонита и некоторых драгоценных камней. Размещение месторождений контролируется петрографическими особенностями вмещающих пород. Библиогр. 36 назв.

УДК 553.6

Геология докембрийских месторождений алмазов Индии. Матур С.М. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Месторождения алмазов в Индии находятся в кимберлитах и вторичных конгломератах. Кимберлиты обнаружены в трех основных районах: 1) в округе Анатапурам, Андхра-Прадеш, 2) в Бунделькханде, Центральная Индия и 3) в долине Джангел, в южной части округа Мирзапур, Утар-Прадеш. Описываются геологическая позиция и морфология кимберлитовых трубок, состав слагающих их пород. Возраст кимберлитов определен в пределах 920—1170 млн. лет. Алмазоносные конгломераты встречаются в различных докембрийских толщах, параллелизуемых с формацией Виндхиан. Приведено описание основных районов нахождения этих конгломератов. Показана возможность связи их алмазоносности с нахождением кимберлитовых трубок, коренное залегание которых пока не выяснено. Табл. 4. Ил. 6. Библиогр. 21 назв.

УДК 551.71+553.677.3

Докембрийские месторождения флогопита СССР (закономерности образования и размещения). Лицарев М.А. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Докембрийские месторождения флогопита СССР (алданские, слюдянские, памирские) связаны с архейскими ультраабиссальными кристаллическими комплексами гранулитовой и амфиболитовой фазий метаморфизма. Они относятся к формации магнезиальных скарнов, формировавшихся в магматическую и послемагматическую стадии. Наблюдаемое разнообразие типов зональности скарнов определяется непостоянством химических потенциалов калия, железа, фтора в воздействующих растворах и составом магнезиально-карбонатных пород, участвующих в скарнообразовании. Промышленный флогопит образуется исключительно в постмагматическую стадию. Размещение месторождений контролируется сочетанием стратиграфолитологического, магматического, тектонического и петрологического факторов. Ил. 3, Библиогр. 15 назв.

УДК 549.623.42/.623.52/.93+550.93 (540)

Возраст диаспор-пирофиллитовых месторождений Центральной Индии. Финько В.И., Аракелян М.М., Беус А.А., Сваруп П., Пракаш Р., Раи Д. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

В области развития архейских гранитов комплекса Бунделькханд (2500 ± 66 млн. лет), обнажающихся на площади около 26 тыс. км² в южной части штата Уттар-Прадеш и в северной части штата Мадхья-Прадеш, известны многочисленные диаспор-пирофиллитовые проявления и месторождения, приуроченные к зальбандам кварцевых "рифов" — крупных, хорошо выраженных в рельефе вертикальных кварцевых тел мощностью свыше 100 м, протягивающихся в северо-восточном и северо-северо-восточном направлениях на

расстоянии до нескольких десятков километров. В составе руд этих месторождений авторами обнаружено широкое развитие тонкодисперсных мусковитовых, пирофиллит-мусковитовых и каолинит-пирофиллит-мусковитовых пород. Определения (K—Ar)-возраста мусковитов из месторождений Кхураи, Кхера, штат Мадхья-Прадеш, Сиро, Какрари, Тори, Тори-Бар, Биджри, Биджри-Дандкуа, штат Уттар-Прадеш, показало, что возраст всех месторождений укладывается в возрастной интервал 1850—2000 млн. лет. Табл. 2. Ил. 2. Библиогр.: 22 назв.

УДК 549+553.064 (540)

Пегматитовая минерализация из района селения Раджагарх, близ Адждера, штат Раджастан. Бабу С.К. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Рассмотрены результаты исследования литиеносных пегматитов, образовавшихся в три стадии минерализации: кварц-полевошпатовых пегматитов, отложения турмалина, берилла и апатита и литиевой минерализации. Приведены химические анализы лепидолита, циннальбита, рубеллита, ахрита, оподумена, хлор- и фтор-apatита, звкртита и амблигонита. Показано, что литиевые пегматиты возникли путем замещения при воздействии гидротермальных растворов. Табл. 1. Ил. 1. Библиогр. 7 назв.

УДК 549+553.064+550.84

Распределение некоторых рассеянных элементов в пегматитах и их использование для поисков промышленной минерализации. Зайнуддин С.М., Райс А. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Исследования пегматитов из слюдяного пояса Раджастан и Бихара показали, что в качестве признаков рудоносных пегматитов могут быть использованы содержания рубидия, в наименьших количествах находящегося в безрудных пегматитах: мусковитовые, берил- и колумбит-танталитсодержащие пегматиты, их литиевые и урановые разновидности характеризуются последовательно возрастающими концентрациями рубидия. Геохимическими индикаторами рудоносности пегматитов могут служить также отношения K/Rb, Ba/Sr, Rb/(Ba+Rb), Ba/Rb. Табл. 2. Ил. 5. Библиогр. 33 назв.

УДК 549+553.064+550.84

Изменение содержаний элементов-примесей в полевых шпатах как критерий прогнозирования мусковитовой минерализации в пегматитовом поясе Бхилвара, Раджастан, Индия. Батчариджи Дж. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

В слюдоносном поясе Бхилвара выделены три типа пегматитов — безрудные, мусковитовые и редкометалльные. Анализ содержаний ряда элементов в щелочных полевых шпатах и плагиоклазах, выполненный с использованием статистических методов, позволил выявить индикаторное значение для определения генетических особенностей и промышленного типа пегматитов уровня концентрации отдельных элементов и их определенные соотношения. В качестве таких индикаторов указаны содержания рубидия в щелочных полевых шпатах, лития в плагиоклазах, а также отношения K/Rb и Ba/Rb применительно к первым. Табл. 3. Ил. 7. Библиогр. 21 назв.

УДК 553.32

Докембрийские марганцевые месторождения Индии. Рой С. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

Марганцевые месторождения встречаются в различных докембрийских геологических формациях. Неметаморфизованные марганцевые руды представлены в толще Пенганга в Андхра-Прадеш. Неметаморфизованные и слабо-метаморфизованные окисные марганцевые руды размещаются в Дарварской супергруппе, в штате Карнатака и в породах железистой формации, в штатах Бихар и Орисса. Рудные тела, размещающиеся в метаморфизованных рудоносных толщах группы Саусар в штатах Мадхья-Прадеш и Махараштра, наиболее значительны. Марганцевые руды в формациях Мансар и Лахонги претерпели метаморфизм зеленокаменной и амфиболитовой фаций. Рудные тела в отложениях супергруппы Аравали, в округе Джабуа, Мадхья-Прадеш,

подверглись динамотермальному метаморфизму низкой зеленокаменной фации. Выделены также окисные марганцевые руды в формациях хлоритовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Описываются положения, состав, текстуры руд различных месторождений, дано их сравнение с месторождениями других районов мира. Библиогр. 69 назв.

УДК 551.311.231

Бокситоносность докембрийских платформ. Сапожников Д.Г. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

В статье приводится материал, показывающий, что на всех древних платформах, за исключением Антарктической, имеются месторождения латеритных бокситовых руд, большинство из которых сформировалось в мезозое и кайнозое. Перечислены факторы, благоприятствующие бокситообразованию, к числу которых в первую очередь относятся: климат жаркий и влажный, стабильный тектонический режим региона, материнские породы, легко поддающиеся выветриванию, невысокий пологоволнистый рельеф региона и некоторые другие его особенности. Приведены типичные разрезы латеритной коры выветривания. Рассмотрены особенности размещения бокситовых месторождений в пределах платформ. Библиогр. 5 назв.

УДК 553.492.1

Генетические и минеральные типы бокситов Индостанской и Сибирской платформ. Слукин А.Д. — В кн.: Геология и полезные ископаемые древних платформ. М.: Наука, 1984.

По результатам сравнительного изучения бокситов Индостанской и Сибирской платформ проведена их типизация, выявлены общие черты и особенности. Для сибирских латеритов характерны гиббситовый состав и совместное накопление Al и Fe, для индийских — их резкая дифференциация, появление новообразованных текстур, наличие плохокристаллизованных гидроксидов, гиббситовый, гиббсит-клиачитовый и гиббсит-бёмитовый состав. Установленные различия определяются физико-химическими условиями области аккумуляции и историей их формирования. Ил. 1. Библиогр. 7 назв.

**ГЕОЛОГИЯ
И ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ**

(Материалы
Индо-Советского симпозиума
по наукам о Земле.
Москва, сентябрь 1981 г.)

*Утверждено к печати
Отделением геологии, геофизики и геохимии
и Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии Академии наук СССР*

Редактор издательства
Н.Л. Казюкова

Художник
А.А. Лукьяненко

Художественный редактор
С.А. Литвак

Технические редакторы
О.В. Аредова, Н.А. Торгашова

Корректор
В.П. Крылова

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27680

Подписано к печати 17.01.84. Т — 05603
Формат 60 X 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 12,5 усл. + 0,1 вкл.
Усл.кр.-отт. 12,9. Уч.-изд.л. 16,6
Тираж 650 экз. Тип. зак. 1035
Цена 2р. 50к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485
Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

2р. 50 к.

4033