

В. Н. КОЗЕРЕНКО

ЭНДОГЕННАЯ  
МЕТАЛЛОГЕНИЯ

---

---

---

В. Н. КОЗЕРЕНКО

# ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

3623



МОСКВА «НЕДРА» 1981



**Козеренко В. Н.** Эндеогенная металлогения. М., Недра, 1981. 279 с.

Рассмотрены общие теоретические проблемы эндогенной металлогении (общая металлогения), кратко анализируются главнейшие структурные элементы Земли (региональная металлогения), описаны крупные сегменты Земли, характеризующиеся суммарной металлогенической характеристикой. В пределах мегаблоков выделены закономерные сочетания главнейших региональных структур. Дана характеристика трех главных этапов: археохрона, мезохрона и неохрона. Подчеркивается разный характер в пределах различных сегментов Земли.

Для геологов, занимающихся проблемами металлогении и поисков рудных месторождений. Может быть использована студентами старших курсов геологических факультетов вузов.

Ил. 28, список лит.— 354 назв.

Рецензент акад. *В. И. Смирнов* (МГУ)

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Развитие эндогенной металлогении — синтетической отрасли геологических знаний — связано с достижениями многих наук о Земле.

В последние десять—пятнадцать лет изменился не только уровень знаний о строении и вещественном составе литосферы и других оболочек планеты, о региональных закономерностях размещения рудных месторождений, но и стал другим методический подход к изучаемым объектам.

Геологи, геохимии, геофизики в последние годы часто объединяются для совместного решения сложных задач геологии. Стало возможно выяснить закономерные связи между ранее раздельно изучаемыми тектоническими, магматическими, метаморфическими и металлогеническими процессами, а также между явлениями, наблюдаемыми на поверхности и на значительных глубинах Земли. Такие комплексные исследования, утвердившие понятия об общности различных эндогенных процессов, об общих причинах, их обуславливающих, позволили подойти ближе к решению многих вопросов, относящихся к эндогенной металлогении.

Важная сторона работ последнего времени — стремление многих исследователей выражать приводимые ими данные в количественном виде, и таким образом мера и число начали занимать законное и важное место в металлогенических трудах.

Все сказанное учитывалось при написании данной книги. Однако во многих случаях мы вправе говорить лишь об определенных эмпирических закономерностях, а их объяснения носят в той или иной степени гипотетический характер, надо всегда четко разграничивать систематизированный фактический материал и выводы, которые не им базируются, и теоретические построения, обычно субъективного характера. Об этом лучше всего свидетельствует состояние в области геотектоники, которая в значительной мере является фундаментом металлогении. В этой обобщающей геологической науке высказываются различные взгляды, часто взаимоисключающие друг друга. Различные разновидности мобилизма и направление, которое не совсем правильно именуется фиксизмом, по-разному решают большинство кардинальных вопросов, прямо касающихся многих важнейших сторон эндогенной металлогении. Именно поэтому ряд проблем геотектоники приходится рассматривать в работах металлогенического характера. Следует учитывать, что данные о рудно-геохимической характеристике различных

по масштабам территорий дают новый и весьма важный дополнительный материал и помогают решать вопросы теоретической геологии, и в том числе геотектоники. В результате можно ближе подойти к решению многих кардинальных проблем, которые стоят перед современной геологией и металлогенией.

Иногда высказывается мнение о том, что в настоящее время следует использовать «точные» геологические дисциплины — геофизику и геохимию, а также различные математические методы обработки материалов, а традиционные методы геологии должны отступить на задний план. Придавая очень большое значение комплексным исследованиям, применению точных математических методов в металлогении, необходимо подчеркнуть, что роль «дирижера» должна принадлежать геологии. Только геологические наблюдения, которые дают возможность оценить значимость различных геологических закономерностей и выявить их соподчиненность, должны являться критериями, позволяющими определить правильность тех или иных геофизических и геохимических схем. Для решения частных геофизических и геохимических вопросов применяются точные науки, в том числе достаточно сложные математические расчеты, что производит большое впечатление на неискушенных читателей. Однако и здесь предположений не меньше, чем в теоретической геологии. Различные математические методы и приемы хороши и необходимы лишь тогда, когда «математическая мельница» перемалывает добротный материал, являющийся результатом полноценных геологических обобщений.

Приведенные в настоящей книге выводы прежде всего базируются на данных регионального металлогенического изучения территории материков Земли. Однако в книге сообщен лишь выборочный материал и даны примеры, которые, как считает автор, наиболее показательны или лучше известны автору.

Одно из важнейших достижений советской геологии — углубленная разработка учения о геологических, в том числе рудоносных формациях. Применение формационного анализа при изучении геологического строения и металлогении различных по масштабу структурных элементов дает наиболее важный материал, характеризующий главные черты строения и закономерности размещения рудных месторождений в различных структурах Земли. Применение формационного метода исследования, выявление закономерностей распределения различных рудно-геохимических комплексов в соединении с тектоническим анализом крупных участков земной коры позволило выдвинуть представление о крупноблоковом строении, по крайней мере материковой части Земли, выделить глобальные мегаблоки и мегаблоки первого порядка, которые в свою очередь состоят из платформ, геосинклинальных систем и областей и зон тектоно-магматической активизации различных типов и других структурных элементов. Именно характером этих круп-

нейших структур — мегаблоков Земли — определяются главные тектоно-металлогенические особенности планеты.

Выделение крупных и крупнейших участков земной коры, отличающихся закономерными комплексами рудоносных формаций, и увязка этих рудно-геохимических черт с геолого-геофизической их характеристикой позволили в известной мере связать металлогенические особенности этих крупных участков земной коры не только со структурами, наблюдаемыми на земной поверхности, но и со свойствами, свидетельствующими о важных различиях их глубинных мантийных частей.

Ряд положений, естественно, остаются дискуссионными, и автор будет признателен за замечания, сделанные по книге.

Автор выражает признательность Д. И. Горжевскому за ценные советы и В. С. Ларцеву за помощь в работе. Особо автор благодарен В. И. Смирнову, взявшему на себя труд по рецензированию рукописи и сделавшему ряд важных замечаний.

Кроме того, автор благодарит Ж. С. Чапалыгу и Т. И. Шумову за помощь в оформлении работы.

## ВВЕДЕНИЕ

Термин «металлогения», «металлогенез», состоит из двух древнегреческих слов: металлон — руда, полезный камень, залежь полезного ископаемого, и генезис — происхождение, возникновение. Значительно реже употребляется синоним — «минерагения». «Минера» — старинное наименование куска руды, рудного штуфа, и лишь впоследствии слово минерал приобрело более широкое значение.

Металлогения изучает закономерности размещения рудных месторождений в пределах крупных участков земной коры и, следовательно, эта отрасль геологических знаний рассматривает лишь часть широкой и сложной проблемы генезиса руд. При металлогенических исследованиях увязываются широкие геологические вопросы, касающиеся процессов литогенеза, формирования магматических комплексов, тектонических и метаморфических преобразований горных пород с происхождением различных рудных месторождений.

Эндогенная металлогения — наименее изученная часть учения о рудных месторождениях. Процессам формирования и размещения экзогенных месторождений, прежде всего рудным образованиям, ассоциирующимся с осадочными комплексами, посвящены многие исследования, среди которых следует прежде всего назвать обобщающие труды Н. С. Шатского [1954, 1955, 1965] и Н. М. Страхова [1962, 1963]. Металлогения эндогенных месторождений представлена значительно меньшим числом работ, в них чаще всего рассматриваются лишь те или иные вопросы широкой и сложной проблемы размещения месторождений глубинного генезиса.

Эндогенная металлогения тесно связана с различными отраслями геологии и базируется на выводах двух крупных обобщающих геологических наук: геотектоники и геохимии. При изучении проблем эндогенной металлогении в настоящее время используются различные геофизические методы.

Тесная органическая увязка данных по изучению структур земной коры с выводами о закономерностях миграции, концентрации и рассеяния различных элементов и их соединений в литосфере и других оболочках Земли — залог успешного развития эндогенной металлогении. Геохимические, в широком смысле этого понятия, данные, включающие региональные рудно-петрографические, минерально-геохимические характеристики, наполняют конкретным вещественным содержанием структурно-металлогенические единицы различных порядков, характерные для Земли. В результате обобщения этих мате-

риалов выявляется чрезвычайно важная закономерность, которую следует назвать глобальной рудно-петрографической или рудно-геохимической зональностью. Устанавливаются крупные площади, характеризующиеся совокупностью наиболее типичных для них рудных образований, в общем виде унаследованно проявляющихся в комплексах различного геологического возраста; для различных возрастных групп чаще всего характерны разные (а иногда и близкие) рудные формации.

Наиболее крупные структурно-металлогенические единицы — глобальные мегаблоки — состоят из ряда мегаблоков, крупных областей и поясов, которые характеризуются сочетанием определенных региональных структурно-металлогенических элементов и обладают уже более конкретными металлогеническими особенностями. Благодаря имеющимся в настоящее время материалам можно дать металлогеническую характеристику указанных структурных элементов и выявить закономерные парагенезы региональных структур, формирующих крупные мегаблоки земного шара. Эти закономерности способствуют выявлению чрезвычайно важных данных для металлогенического анализа.

Указанные обобщения стали возможны благодаря огромному притоку нового фактического материала, особенно в последние десять — пятнадцать лет. Именно в этот период появились геологические и тектонические карты крупных участков земной коры и карты полезных ископаемых континентов мира, сводные карты, обобщающие металлогенические особенности крупных территорий и даже материков, сводка по металлогении отдельных металлов и, наконец, металлогении главнейших рудных регионов Земли. Были опубликованы также теоретические работы по геохимии, сводные работы по рудным месторождениям (США, Австралии, СССР и других стран) и труд по геологии полезных ископаемых [Смирнов В. И., 1969]. Для выявления закономерностей понадобились также количественные оценки распространения различных металлов и рудных формаций в разных частях территории планеты и в различных странах. В этом очень помогли геолого-экономические сводки и работы геолого-экономического профиля, вышедшие в СССР и за рубежом.

#### **КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ**

Металлогения и ее раздел об эндогенных месторождениях — новая развивающаяся отрасль геологических знаний.

До пятидесятих годов XX века вопросы металлогении занимали незаслуженно скромное место в ряду разнообразных проблем рудных месторождений.

Перед советскими геологами стояла задача резкого увеличения минерально-сырьевых ресурсов нашей страны, а это требовало значительного повышения роли научного прогнозирования при поисках рудных месторождений. Все это способствовало широкому развитию в Советском Союзе исследований металлогенического характера.

В конце 30-х и в 40-х годах был заложен прочный фундамент советской металлогенической школы. Основоположителем металлогении эндогенной группы месторождений у нас в стране по праву считается С. С. Смирнов [1946, 1955], предложивший понятие о тектоно-магматических комплексах (магматических формациях) и связанных с ними эндогенных образованиях, что способствовало выявлению характера связей рудных месторождений с магматическими породами и определению металлогенических особенностей ряда крупных регионов. В области изучения металлогении осадочной и вулканогенно-осадочной группы месторождений принципиальное значение получили работы Н. С. Шатского [1965] и его учеников, внедривших метод формационного анализа при изучении закономерностей размещения указанных групп месторождений в пределах значительных по площади областей.

Принципы формационного изучения крупных территорий, в том числе рудоносных площадей, разработанные Н. С. Шатским и последователями его школы, важны и при изучении металлогении эндогенных групп месторождений. Развитию теории в области эндогенной металлогении способствовали построения Ю. А. Билибина [1961] и его последователей, предложивших схему стадийного геолого-металлогенического развития геосинклиналей. Эти исследования начались с начала пятидесятых годов.

Важные данные по металлогении магматогенных месторождений были сообщены в крупной монографии Ю. А. Кузнецова [1964].

Сведения об эндогенной металлогении имеются также в теоретических и региональных трудах по геотектонике. В ранний период (20—40-е годы) они содержались в работах исследователей различных регионов нашей страны, в которых описывалось геологическое строение крупных областей Советского Союза. В более позднее время важные выводы, связанные с проблемами эндогенной металлогении, стали появляться в трудах по теоретической геотектонике. Это прежде всего обобщения В. В. Белоусова [1975], сделанные в связи с развиваемыми им представлениями об эндогенных режимах. Важные металлогенические данные содержатся также в работах по геохимии. Большой интерес представляют построения А. И. Тугаринова [1968, 1972<sub>1, 2</sub>, 1973, 1977].

Традиционное научное направление в Советском Союзе — региональные обобщения о закономерностях распространения

рудных месторождений. Работы классиков русской геологии 30—40-х годов В. А. Обручева, А. Е. Ферсмана и М. А. Усова продолжены В. И. Смирновым, в его известном труде по металлогении СССР [1963]. Особую роль сыграли также труд В. И. Смирнова по металлогении геосинклиналей [1962], обобщения по металлогении океана [1975] и ряду других кардинальных проблем металлогении и, наконец, работа о проблемах геотектоники и эндогенного рудообразования [1977].

С 1958 г. проводятся регулярные металлогенические совещания, способствующие развитию теоретической мысли в области металлогении и накоплению огромного фактического материала. В эту работу включились научные организации и территориальные управления. Были разработаны методы составления металлогенических и прогнозных карт, и металлогения, следовательно, была взята на вооружение в производственной деятельности при поисках рудных месторождений.

К концу пятидесятых годов в Советском Союзе были организованы группы исследователей, специально занимающиеся проблемами эндогенной металлогении.

Кроме указанных выше ученых важные данные по теории металлогении вообще и по металлогенической характеристике различных регионов приведены в трудах следующих авторов: Х. М. Абдуллаев [1964], Я. Н. Белевцев [1972], Т. В. Библибина [1973], М. Б. Бородаевская [1955, 1970], Р. А. Борукаев [1955], М. М. Василевский [1964], Г. М. Власов [1963, 1973], А. И. Гинзбург [1967], Д. И. Горжевский [1974], В. Г. Грушевой [1973], Г. С. Дзоценидзе [1968], В. С. Домарев [1967, 1973], Е. Е. Захаров [1958, 1959, 1960], П. Ф. Иванкин [1960, 1962], К. Б. Ильин [1974, 1975], М. И. Ициксон [1967, 1973, 1974<sub>1,2</sub>], В. И. Казанский [1968, 1973], Е. Д. Карпова [1960, 1968, 1973], В. Н. Козеренко [1954, 1963, 1969, 1976], В. С. Кормилицын [1959, 1968], В. Н. Котляр [1967, 1970], В. А. Кузнецов [1966], Г. С. Лабазин [1957, 1958], Н. П. Лаверов [1972], Е. М. Лазько [1971, 1975], С. Ф. Лугов [1976], И. Г. Магакян [1959, 1960, 1974], В. Т. Матвеев [1973], В. П. Нехорошев [1932, 1948], Г. Л. Падалка [1958], В. Т. Покалов [1977<sub>1,2</sub>], Е. А. Радкевич [1970, 1974, 1976], К. И. Сатпаев [1968], А. И. Семенов [1957], В. И. Серпухов [1955], Ю. Г. Старицкий [1958, 1965], Г. А. Твалчрелидзе [1958, 1966, 1970], И. Н. Томсон [1969, 1973], М. А. Фаворская [1969, 1970, 1973<sub>1,2</sub>], В. П. Федорчук [1964], Фогельман Н. А. [1968, 1975], Е. Т. Шаталов [1960], С. Д. Шер [1975], Ф. К. Шипулин [1963, 1969, 1971], А. Д. Щеглов [1960, 1971<sub>1,2</sub>, 1973, 1975], Г. Н. Щерба [1965], Г. Ф. Яковлев [1976, 1978] и многих других.

В большинстве республик Советского Союза над проблемами металлогении работали группы геологов под руководством видных ученых. Особенно крупные коллективы исследователей этого профиля были созданы в Ленинграде (ВСЕГЕИ), в Москве,

в различных институтах Академии наук и Министерства геологии СССР, в Киеве, Ташкенте, Тбилиси, Ереване, Баку, Алма-Ате, Фрунзе.

Из множества работ по металлогении должны быть особо выделены обобщающие и региональные исследования Д. И. Горжевского, К. Б. Ильина, И. Г. Магакьяна, Е. А. Радкевич, Г. А. Твалчрелидзе, А. Д. Щеглова, многотомное произведение большого коллектива авторов, суммировавшее различные стороны металлогенических исследований рудных районов и написанное под редакцией Е. Т. Шаталова. Важное значение имеют также металлогенические работы В. А. Кузнецова. Обращают на себя внимание оригинальные металлогенические построения М. А. Фаворской, И. Н. Томсона и их коллег и сотрудников.

В начальный период исследований достаточно резко сказывались отличия в методическом подходе к проблемам металлогении различных групп исследователей. В последнее время основные взгляды и методические приемы большинства ученых значительно сблизились, и в настоящее время можно говорить о мощной советской металлогенической школе.

За рубежом исследования металлогенического профиля особенно характерны для французской школы геологов-рудников (Л. де Лоне, А. Лакруа, Ф. Блондель, П. Рутье, П. Лаффит и др.), что подробно проанализировано в работе П. Рутье [Routhier P., 1963]. Само понятие о металлогенических провинциях было определено Л. де Лоне и А. Лакруа в начале века. Ф. Блонделю принадлежат важные сообщения по металлогении щитов и платформ. П. Рутье [Routhier P., 1963] и П. Лаффит [1969], кроме региональных обобщений, занимались разработкой принципов металлогенических исследований и выдвинули представление о металлотектах или геологических элементах, определяющих формирование и размещение рудных месторождений.

В первой трети текущего века значительные обобщения по металлогении были сделаны В. Линдгреном, В. Эммонсом, Д. Сперром, Л. Грейтоном, К. Хьюлином, Т. Ловерингом, Ф. Хессом, Б. Батлером, Л. Баддингтоном и другими выдающимися американскими геологами-рудниками [Геология рудных месторождений западных штатов США, 1973].

В. Линдгрэн ввел понятие о металлогенических эпохах [Lindgren W., 1913]. Американские геологи разработали представления о зональности в размещении рудных месторождений, о значении для металлогении глубины эрозионного среза гранитных батолитов, о связи месторождений с различными типами магматических пород по составу. Они специально занимались вопросом влияния стратиграфических, структурных и магматогенных факторов на формирование и размещение месторождений. Особое внимание американские геологи-рудники уделяли изучению различных по масштабу структурных элементов: от

грандиозных разломов, определявших позицию крупнейших рудных поясов, до структур локального характера.

В 50-х годах обобщающий труд по металлогеническим провинциям и эпохам был написан Ф. Тюрнором [Turneare F. S., 1958]. В начале 70-х годов важные обобщения по металлогении Канадского щита и докембрия вообще были сделаны Р. Э. Фоллинсби [1972].

Среди представителей немецко-швейцарской школы геологов проблемам металлогении уделял большое внимание П. Ниггли [Niggli P., 1929], связавший представления о металлогенических и петрографических провинциях, В. Петрашек-младший [Petrascheck W. E., 1953, 1961] и А. Циссарц [1958], сделавшие важные региональные обобщения, и особенно Г. Шнейдерхен [1958], использовавший в своих трудах представления Г. Штилле о стадийности в формировании подвижных поясов и много занимавшийся процессами регенерации рудных месторождений [1957].

Тщательные исследования японской школы геологов-рудников (Т. Ватанабе, Т. Тацуми и др.) выявили зависимости процессов вулканизма и рудообразования. Эти представления нашли свое отражение в книге «Вулканизм и рудообразование» [1973].

В последнее время многие зарубежные геологи пытаются рассматривать металлогенические закономерности в свете идей новой глобальной тектоники [Guild P. W., 1972; Sillitoe R. H., 1972; и др.]. Подобные взгляды высказывали некоторые геологи и в Советском Союзе [Ковалев А. А., 1973, 1978; Зоненшайн Л. П. и др., 1976].

К настоящему времени накопился колоссальный фактический материал по общей и региональной металлогении, в том числе металлогении месторождений глубинного генезиса. Этот материал опубликован главным образом в отдельных статьях и очерках, а также в различных геологических трудах, так или иначе рассматривающих проблемы закономерностей размещения разных по генезису рудных месторождений. Важные данные, характеризующие эти процессы, содержатся в работах металлогенического профиля, а также и в общих трудах по петрологии, вулканизму, метаморфизму и другим геологическим наукам. Задача эндогенной металлогении — не только синтезировать эти данные и выявлять взаимосвязи между процессами, рассматриваемыми различными геологическими дисциплинами, но и более полно и углубленно изучать сами металлогенические процессы.

Автору представляется наиболее важным правильный методический подход: во всех случаях первым звеном в цепи металлогенических исследований должен быть формационный анализ. Лишь твердо установив определенные эмпирические закономерности, приуроченность тех или иных групп месторождений

к определенным формациям горных пород и их закономерным сочетаниям, можно приступить к выяснению геологических условий образования и размещения месторождений полезных ископаемых. Необходимо помнить, что металлогенические процессы в большинстве случаев длительны и разнообразны, и в их истории следует выделять различные группы процессов, их последовательность и взаимообусловленность. Необходимо также подчеркнуть, что многие группы месторождений не укладываются в стандартные классификационные рамки: они могут быть одновременно и вулканогенными и осадочными, осадочными и затем переотложенными гидротермальными растворами различного, в том числе метаморфоженного происхождения, гидротермальными и затем метаморфизованными и т. д.

Метаморфические преобразования рудных месторождений обуславливают не только изменения минерального состава руд, их структурных и текстурных особенностей, формы рудных тел и их взаимоотношения с вмещающими породами, но и в ряде случаев могут привести к значительным перемещениям минерального вещества и, следовательно, определяют закономерности пространственной локализации новообразованных рудных месторождений.

Рамки между месторождениями экзогенной и эндогенной групп, которые еще недавно казались незыблемыми, во многих случаях стираются, и для того чтобы расшифровать не только происхождение, но и закономерности размещения тех или иных рудных образований, необходимо совместно изучать экзогенные и эндогенные процессы.

При металлогенических исследованиях выявляются естественные сочетания различных рудных образований с формациями горных пород, образующих в совокупности определенные структурно-формационные зоны и затем более крупные структурные единицы земной коры. Эти закономерности изучаются как в региональном, так и в историческом аспекте. Формы связи различных рудных месторождений с формациями горных пород сложны и многообразны, и знание этих закономерностей важно не только для теоретической металлогении, но и для целеустремленного направления поисковых работ [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1965].

### **ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И ОПРЕДЕЛЕНИЯ В ОБЛАСТИ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ**

При рассмотрении общих закономерностей пространственного размещения рудных месторождений выясняется, что концентрация различных металлов в земной коре распределяется крайне неравномерно. Устанавливаются территории тех или

иных размеров и форм, в пределах которых обособляются рудные месторождения определенных типов или их родственных групп. Это обстоятельство уже давно привлекало внимание геологов и привело к возникновению представлений о рудных или металлогенических областях, поясах, провинциях и зонах, в пределах которых обычно выявляются более ограниченные по площади и по типу характерных для них образований рудные районы и узлы.

Представления о металлогенических провинциях во многих случаях составлялись чисто эмпирическим путем. Постепенное накопление данных о распространении в пределах той или иной территории определенных групп рудных месторождений позволяло оконтуривать металлогеническую провинцию. Естественно, что в данном случае это понятие имело лишь регистрационное значение и мало помогало целеустремленным поискам полезных ископаемых. Однако в большинстве случаев геологи пытались выяснить причины и условия образования рудных месторождений в пределах определенных территорий и, следовательно, объяснить установленные эмпирические закономерности. При этом подходе образование рудных месторождений рассматривалось в качестве закономерного звена в цепи взаимосвязанных геологических процессов, таких как процессы седиментации и формирования вулканогенных комплексов, тектонические деформации, внедрение интрузивных масс и процессы метаморфизма. При таком единственно правильном подходе к анализу общих геологических закономерностей размещения различных типов рудных месторождений появилась возможность научного прогнозирования нахождения определенных рудных месторождений в пределах тех или иных территорий. На основании выяснения геологических особенностей различных участков земной коры стало возможным делать научно обоснованные предположения об обнаружении в них определенных формаций рудных месторождений. Те или иные рудные формации ассоциируют с определенными геологическими формациями — закономерными парагенетическими комплексами горных пород. Определенные сочетания геологических формаций в свою очередь составляют структурно-формационные зоны различного типа, формы и размеров. Структурно-формационные зоны и отвечающие им металлогенические зоны — элементарные единицы при металлогеническом анализе крупных территорий материковой части земной коры. К ним относятся частные геосинклинали, геантиклинали, срединные массивы и глубинные разломы геосинклинальных систем, щиты (или кристаллические массивы) и плиты и более дробные структурные элементы платформ (синеклизы, антеклизы и др.), крупные структурно-металлогенические блоки областей тектоно-магматической активизации.

Металлогенические зоны часто подразделяются на подзоны. Более мелкие единицы металлогенической шкалы — рудные районы и рудные поля — являются уже предметом изучения особых разделов учения о рудных месторождениях.

Металлогенические зоны, в соответствии с более крупными подразделениями тектонических единиц, к которым они относятся, объединяются в металлогенические провинции и области. Лишь в последнее время удалось очертить еще более крупные структурно-металлогенические единицы, которые автор назвал мегаблоками первого порядка и, наконец, глобальными мегаблоками.

Региональный металлогенический анализ, если он достаточно обоснован геологическими данными, имеет очень большое практическое и теоретическое значение. Он дает возможность правильно планировать поисковые работы, направляя их в наиболее перспективные участки, и целеустремленно их проводить в пределах выделенных площадей. В теоретическом отношении эти выводы помогают выяснять условия и причины формирования рудных месторождений и, следовательно, расширяют и углубляют теорию рудообразования.

С металлогеническим районированием земной поверхности тесно связано понятие о металлогенических эпохах, в течение которых обычно формируется главная часть промышленных месторождений тех или иных металлов региона.

Анализируя фактический материал, можно сделать вывод, что в истории развития Земли, кроме известных эр, периодов и эпох тектонической активности, следует выделять крупные этапы — мегахроны, отличающиеся характером геологических и металлогенических процессов. Геологические аспекты этой проблемы первый рассмотрел Г. Штилле [Stille H., 1944], а затем и ряд других исследователей. В совместных работах автора с Д. И. Горжевским [Горжевский Д. И., Козеренко Н. Н., 1964, 1965] подчеркивалось большое значение крупных этапов для металлогении. Имеющийся материал определенно свидетельствует о необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры, обусловленного специфическими особенностями каждого крупного этапа ее развития. Выявляется отчетливо выраженная смена одних типов рудных формаций другими в ходе исторического развития Земли, что, естественно, имеет очень большое значение для металлогенических исследований.

В истории геологического и металлогенического развития земной коры выделяется три этапа, причем последний из них подразделяется на ранний и поздний подэтапы. Эти этапы, в соответствии с терминологией, предложенной Г. Штилле, автор назвал протогеом, дейтерогеем и неогеем. Предпочтительней, однако, термины, предложенные А. Н. Мазаровичем [1947], — археохрон, мезохрон, неохрон. Они уже вошли в обиход совет-

ской металлогенической литературы [Шер С. Д., 1972, 1974; и др.]. Рубежи между указанными главными геохронами не являются строго фиксированными, их границы могут «скользить» во времени и выделять их следует прежде всего по совокупности геологических особенностей; по характеру основных структурных элементов, геологических формаций, типов месторождений полезных ископаемых. Археохрон отвечает обычно архейской эре, мезохрон чаще всего включает нижний и средний протерозой, но в ряде случаев захватывает верхи архея с одной стороны, и верхний протерозой — с другой. Неохрон отвечает верхнему протерозою и фанерозою (нижний рубеж чаще всего соответствует 1100—1200 млн. лет), хотя нередко он датируется лишь с нижнего палеозоя. В неохроне выделяется ранний подэтап, отвечающий верхнему протерозою и палеозою, и поздний мезозойско-кайнозойский подэтап.

Выделяя три главных этапа, автор считает нужным подчеркнуть, что в течение двух первых формируются важные элементы структуры земной коры — древние платформы. Это их общая особенность. По другим признакам, в том числе по металлогеническим особенностям, эти два древних мегахрона характеризуются определенными сходными чертами. Однако существует и ряд отличительных признаков, поэтому их необходимо выделять в два самостоятельных этапа. Г. Штилле, подробно изучивший эту проблему с тектонических позиций, был склонен объединить археохрон и мезохрон в один крупный древний этап. Высказываются и противоположные мнения. Комплексы археохрона (архей) рассматриваются в качестве догеосинклинального этапа: они резко отчленяются от образований мезохрона и неохрона, которые объединяются в единый геосинклинальный этап, подразделяемый на две стадии — раннегеосинклинальную и позднегеосинклинальную. В этих построениях два «платформобразовательных» этапа — археохрон и мезохрон — разрываются на две принципиально отличающиеся части. В результате сделаны следующие металлогенические выводы: для археохрона характерны в основном лишь метаморфогенные месторождения; магматические месторождения, редкометалльные пегматиты и постмагматические месторождения золота, меди и других металлов, широко развитые в докембрии, связываются лишь с комплексами «раннегеосинклинальной» стадии [Лазько Е. М., 1971]. Действительно рудная минерализация в мезохроне богаче, чем в более древних комплексах, однако и с образованиями археохрона, как об этом свидетельствуют новые данные по геологии и металлогении Африки, Канадского, Западно-Австралийского щитов и других регионов, связаны разнообразные магматические, пегматитовые и постмагматические, иногда крупные месторождения. Решению этой проблемы очень помогают радиологические методы

определения возраста горных пород и минералов, особенно интенсивно проводимые в 60-х и 70-х годах.

Говоря о главных этапах, следует первый, наиболее древний, иметь зачаточноеосинклинальным, второй — протогоосинклинальным (или раннегосинклинальным) и третий — платформенногосинклинальным.

Образование рудных месторождений связано с теми же комплексами геологических процессов, которые определяют формирование различных групп горных пород. Поэтому среди них выделяются три основных генетических класса: магматогенные, экзогенные и метаморфогенные рудные месторождения.

Естественно, что закономерности пространственного размещения и соотношения различных типов оруденения различны для группы месторождений, связанных с магматическими, глубинными по своему характеру процессами, и с экзогенной группой образований, формирующихся в поверхностных условиях. В обеих группах месторождений следует учитывать процессы последующих метаморфических преобразований, приводящие к изменению минерального состава руд, формы и других особенностей рудных тел, а иногда вызывавших образование особой группы метаморфических месторождений. Следует отметить, что грани между этими разными группами месторождений в ряде случаев стираются, и необходимо выделять ряд промежуточных образований.

Однако, учитывая принципиальные отличия изучаемых объектов, необходимо выделить металлогению эндогенных месторождений, включающих группу месторождений магматического происхождения и образования метаморфогенного генезиса, и металлогению экзогенных, поверхностных месторождений.

Значительные успехи в последние годы достигнуты в области изучения металлогении экзогенных месторождений. Это объясняется прежде всего тем, что процессы экзогенной минерализации протекают и протекали в поверхностном слое земной коры и доступны непосредственному наблюдению и изучению. В области эндогенной металлогении, связанной со сложными и недостаточно еще познанными глубинными процессами, существует еще ряд проблем, по-разному трактуемых различными группами геологов. Однако и в этом вопросе большинство исследователей приходит к более или менее единому выводу, и выявляются важные закономерности, которые даже при различных объяснениях причин их возникновения имеют большое значение для правильного направления поисковых работ.

Содержание металлогении и ее соотношения с другими геологическими дисциплинами, изучающими рудные месторождения, еще по-разному определяются различными исследовате-

лями \*. Некоторые весьма расширенно понимают понятие «металлогения», рассматривая этот раздел в качестве обобщающей науки, стоящей над геохимией и учением о рудных месторождениях. Другие, наоборот, сужают рамки металлогении и считают, что она призвана выявлять лишь закономерности размещения месторождений в конкретных геологических регионах.

Автору представляется наиболее правильным следующее определение металлогении.

Металлогения изучает закономерности в размещении и в изменении характера рудных месторождений в пространстве и во времени в зависимости от геологических факторов, выявляемых при изучении отдельных регионов и основных структурных элементов земной коры.

Металлогения, являясь частью учения о рудных месторождениях, примыкает к региональной и к исторической геологии. Именно такое положение металлогении дает возможность выделять металлогенические провинции при рассмотрении вопросов, стоящих на грани с региональной геологией, и металлогенические эпохи в тех случаях, когда решаются проблемы, связанные с задачами исторической геологии [Козеренко В. Н., 1954].

Эндогенная металлогения — раздел металлогении, изучающий закономерности размещения месторождений глубинного генезиса.

Металлогенические выводы должны прежде всего основываться на выявлении закономерностей распределения рудных месторождений в пределах отдельных регионов различного геологического строения.

\* В большинстве случаев трудно оторвать изучение закономерностей размещения месторождений металлических полезных ископаемых от неметаллических. Так, например, в ряде регионов эндогенные месторождения железа (скарновые) тесно связаны со значительными концентрациями бора, полиметаллические ассоциируются с месторождениями флюорита (Восточное Забайкалье). На Рудном Алтае часто месторождения барита одновременно являются и полиметаллическими. В экзогенных условиях месторождения каменного угля, битумов и фосфоритов во многих случаях связаны с концентрациями урана. Широко распространена, как отмечает Н. М. Страхов, ассоциация осадочных месторождений железа, марганца, фосфоритов и иногда углей, солей — с доломитами и известняками, которые локализируются в лагунах и в пределах шельфа. Поэтому справедливы соображения тех геологов, которые предлагают рассматривать закономерности размещения месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых совместно. Однако исторически выработалось, что месторождения горючих полезных ископаемых и закономерности их размещения рассматриваются отдельно. Как следует из самого термина металлогения, эта наука должна изучать закономерности размещения как металлических, так и неметаллических месторождений. Таким образом, эта отрасль геологических знаний должна стать научной базой, позволяющей правильно планировать и целеустремленно проводить поиски и металлических и неметаллических месторождений (рудных в широком понимании этого термина).



Полученные металлогенические данные следует суммировать применительно к основным структурным элементам земной коры. Главнейшими структурными подразделениями Земли при металлогенических исследованиях необходимо считать материки, океаны и переходные между ними области, коренным образом отличающиеся типом земной коры. Эти особенности, выявленные в основном геофизическими методами, помогают определить, чем различаются геологические процессы материковой, океанической и переходной частей земной коры, а также их металлогенические черты. Дальнейшее расчленение материковой, океанической и переходной частей коры связано со значительными трудностями и в связи с этим возникают разногласия. Общепринятые географические единицы не могут служить необходимой базой, хотя во многих случаях и употребляются в обобщающих металлогенических работах (металлогения Европы, Африки и т. д.).

В настоящее время отсутствуют геотектонические построения, которые в полной мере отвечали бы задачам металлогении. Вопросы строения и развития земной коры отдельными группами геологов рассматриваются с принципиально различных позиций. В последнее время в результате успешного изучения океанов получен интересный новый материал, который, однако, еще критически и тщательно не проанализирован, а это приводит к распространению упрощенных гипотез, плохо согласующихся с твердо установленными геологическими фактами «материковой» геологии.

Металлогения на данной ступени развития изучает в основном материковую и переходную части земной коры. Вопросы, связанные с закономерностями размещения различных полезных ископаемых, и в том числе эндогенной группы месторождений, в пределах океанов лишь ставятся на повестку дня.

Разбирая металлогенические проблемы в историческом аспекте, необходимо прежде всего выявить определенные эпохи в пределах отдельных конкретных регионов, а затем, обобщая эти данные, установить приуроченность определенных литологических и петрографических формаций и связанного с ними оруденения к тем или иным этапам развития главнейших структурных элементов земной коры. Обобщение этого материала позволяет выделить главнейшие металлогенические эпохи Земли, в том числе мегахроны, упомянутые выше, и закономерности в изменении характера металлического оруденения в течение истории геологического развития земной коры.

Геология представляет собой науку историческую, и последовательное применение во всех ее разделах, в том числе металлогении, историко-геологического принципа задача первостепенная.

Выделение трех главных этапов геологического и металлогенического развития земной коры — археохрона, мезохрона и неохрона — и дальнейшие их более мелкие подразделения чрезвычайно важны для металлогенического анализа. Выделять те или иные структурные элементы следует отдельно для комплексов указанных трех главных мегахронов. Для каждого из них характерен специфический набор рудных формаций, и даже сходные формации различных мегахронов, как это установлено при их более тщательном изучении, в большинстве случаев имеют определенные черты отличия.

В металлогенических построениях в полной мере должны учитываться генетические особенности рудных месторождений. Данные о генетических особенностях должны быть получены в результате анализа общих закономерностей — палеогеографических, литологических, тектоно-магматических и факторов метаморфических преобразований, а также при изучении самого рудного процесса, что в значительной мере основано на минерально-геохимических исследованиях рудных образований и вмещающих пород. Эти обобщающие данные используются при характеристике рудного процесса, проходящего в пределах крупных структурных элементов земной коры.

Если при изучении конкретного месторождения обычно важно выявить индивидуальную специфику процесса рудообразования и развития структуры изучаемого объекта, то при металлогенических обобщениях необходимо установить общие типичные черты рудного процесса, характерного для группы месторождений, позиция которых контролируется той или иной крупной региональной структурой. Этим металлогенические исследования отличаются от изучения рудных полей и отдельных месторождений.

Из определения металлогении как науки вытекает, что она синтезирует данные многих отраслей геологических знаний. Являясь частью учения о рудных месторождениях, металлогения (в том числе эндогенная металлогения) прежде всего тесно связана со структурной геологией, петрологией, минералогией и геохимией. Примыкая к исторической и региональной геологии, металлогения тесным образом увязывается с общей и региональной геотектоникой, палеогеографическими исследованиями, учением о фациях и учением о метаморфизме. В металлогении также широко используются данные геофизики. Однако металлогения прежде всего связана с геотектоникой и геохимией. Геотектоника — наука синтетическая, и потому в ней используются и включены главные выводы многих геологических отраслей, которые так или иначе связаны с различными формами движения земной коры. Геотектоника как бы противопоставлена науке о горных породах и минеральных комплексах, с ними связанных, науке о вещественном составе литосферы,

гидросферы и атмосферы; эти данные суммируются геохимией. При образовании металлогенических провинций и районов в равной мере реализуются закономерности, изучаемые этими двумя обобщающими науками.

Особое значение для металлогении имеет учение о геологических и рудных формациях, зародившееся и развившееся у нас в стране. Уже говорилось, что метод формационного анализа наиболее действенный при металлогеническом анализе. В понятии формаций как бы синтезируются закономерности, изучаемые геотектоникой, а также науками о вещественном составе земной коры.

При металлогенических обобщениях прежде всего используются геотектонические понятия. При характеристике отдельных регионов и более крупных участков земной коры металлогенические данные всегда привязывают к конкретным структурным элементам разного масштаба (понятие о металлогенических областях, провинциях и районах) или к главнейшим этапам ее развития (понятие о металлогенических эпохах). Однако эти представления должны быть насыщены петролого-литологическим и рудно-геохимическим содержанием.

Таким образом, металлогения является типичной «стыковой» наукой, наукой, находящейся на границе многих отраслей геологических знаний.

При изучении аналогичных по характеру региональных металлогенических единиц обычно выявляются их определенно выраженные черты специфических отличий. Таким образом, рассматривая проблему изучения металлогенических провинций и зон, необходимо прежде всего решить вопрос о том, возможно ли типизировать эти единицы или они настолько разнообразны и неповторимы, что эта задача становится неразрешимой. Действительно, каждая провинция и зона имеют индивидуальные особенности, и назвать совершенно сходные во всех деталях металлогенические единицы невозможно. Однако выявлены многочисленные провинции, зоны и рудные районы с одинаковыми основными чертами, по которым определяются главные особенности их металлогенической характеристики.

Подобное наблюдается и в других областях геологии. Известно, что каждая горная порода, на каком бы участке земной коры она ни находилась, характеризуется только ей присущими минерально-петрографическими, геохимическими и структурно-текстурными особенностями. Большую пользу принесла классификация горных пород, в которой подчеркнуты основные черты сходства состава и строения горных пород самых отдаленных районов. Общеизвестно, что структуры и история формирования Русской, Северо-Африканской и других платформ существенно отличаются друг от друга. Однако не возникает сомнения в целесообразности объединения всех этих

платформ в одну группу тектонических структур на основании ряда главных особенностей их строения и геологической истории.

Таким образом, на поставленный вопрос можно ответить следующим образом: металлогенические провинции, зоны и районы можно и нужно классифицировать; каждая металлогеническая единица имеет, кроме того, специфические черты. Выяснение этих местных особенностей — важная задача металлогенических исследований; при оценке перспектив конкретных провинций, зон или районов эти местные особенности в ряде случаев имеют большое значение.

## ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Металлогения подразделяется на два основных раздела: учение о металлогенических провинциях и металлогенических эпохах. В первом случае все данные о закономерностях размещения рудных месторождений, в том числе эндогенной группы, привязываются к определенным тектоническим структурам различных порядков, во втором — выделяются мегахроны и более дробные периоды, характеризующие эволюцию металлогенического развития Земли; однако эти два раздела тесно связаны между собой. Классификацию структурных элементов автор начинает с более дробных единиц, которые, соединяясь, формируют крупные области и пояса. Далее будут перечислены некоторые общие особенности строения материковых масс, а затем охарактеризована эволюция рудообразования в истории Земли. Наиболее крупные единицы земной коры — глобальные мегаблоки и мегаблоки первого порядка — выделяются по суммарным структурным и рудно-геохимическим признакам, и поэтому они охарактеризованы в специальных разделах.

### ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В основу предлагаемой ниже классификации, используемой в дальнейшем, положен формационный принцип. Совокупность определенных формаций закономерна (формационные ряды слагают структурно-формационные зоны — основные единицы главнейших структур земной коры; они отличаются осадочными и вулканогенными формациями, характерными для различных структурно-формационных зон), и с ними связаны особенности интрузивных образований и метаморфических изменений слагающих их пород.

Формации — понятия историко-геологические. Определенные специфические формации характерны для крупных отрезков геолого-исторического развития земной коры — археохрона, мезохрона и неохрона. Некоторые формации характерны и для более узких отрезков геологической истории. Ряд формаций различных мегахронов обладает определенными чертами сходства, однако при более детальном изучении обычно выявляются и отличия.

Древние докембрийские мегахроны, особенно археохрон, изучены еще недостаточно, и поэтому их структурные элементы выделяются условно. Важная проблема закономерных сочета-

ний различных структурных элементов рассматривается в настоящее время лишь для структур неохрона.

Среди древнейших структур Земли, сложенных комплексами археохрона, выделяются два основных структурно-формационных типа:

1) структуры, в строении которых определяющую роль играют формации и формационные ряды пород, в значительной мере состоящих из основных вулканитов, обычно дифференцированных и метаморфизованных в различной степени; в ряде случаев подобные комплексы метаморфизованы относительно незначительно, и в них распознаются структурные и текстурные признаки вулканических пород;

2) интенсивно метаморфизованные комплексы, в сложении которых главное значение принадлежит гранулитам, чарнокитам, различным гнейсам и кристаллическим сланцам.

Подобного рода структурные типы во многих случаях представлены промежуточными образованиями.

Примером контрастного развития указанных крайних типов может служить юг Африканского континента. В пределах Родезийского и Трансваальского щитов (составляющих кратон Калахари) преобладающим развитием пользуются вулканогенные комплексы, с которыми связаны и ультраосновные их дифференциаты (коматиты) и более кислые разности. Совершенно иные формации слагают древнейшие структуры самой восточной части Африканского материка и о. Мадагаскар; они относятся ко второму типу. Интрузивные образования, характерные для этих различных структурно-формационных областей, также отличаются между собой.

На юге Африканского континента после формирования гранитов, относящихся еще к комплексам археохрона, в специфических протоплатформенных условиях в мезохроне образовались расслоенные массивы, сложенные главным образом основными разностями, но с дифференциатами от ультраосновных пород до кислых гранитов. К ним относятся, например, знаменитый Бушвельдский плутон и так называемая Великая Дайка. На востоке Африканского континента многократно внедрялась гранитная магма.

К структурам археохрона (по-видимому, поздним) в некоторых случаях относятся крупные разломы. Они установлены в Южной Африке, где к ним приурочены интрузивные тела Великой Дайки, возраст основной массы которых около 2,5 млрд. лет. Это, вероятно, наиболее древнее звено рифтовой системы Восточной Африки. В пределах этой древнейшей зоны разрывов выявлены и более древние ультраосновные массивы, к одному из которых приурочено наиболее крупное хромитовое месторождение Зимбабве Селукве; ему придается нижнеархейский возраст [Кац Я. Т., Брызгалина С. П., 1973]. Однако подобные зоны разломов представляют собой локальные явления. Для

археохрона не характерны крупные разломы. Это, по-видимому, типичная черта древнейшего этапа развития Земли. В мезохроне уже удастся установить главнейшие структуры, известные и в более поздней платформенно-геосинклинальной стадии развития планеты, однако они имеют специфические черты. Обычно крупные и весьма крупные структуры, характерные для этого этапа, сложены относительно ограниченным числом формаций. Среди геосинклинальных структур уже удастся установить образования, близкие к эвгеосинклиналям и миогеосинклиналям неохрона. Геоантиклинальные формы чаще всего резко отличаются от аналогичных структур более позднего геохрона; чаще всего они сложены в основном более древними комплексами археохрона; характерные для них осадочно-вулканогенные образования обладают относительно малыми мощностями, но они обычно значительно гранитизированы. Таким образом, эти структуры имеют черты, как бы переходные к срединным массивам. Для этого этапа уже характерно широкое развитие разломов, в том числе глубинных. Весьма специфичны комплексы, относящиеся к числу древних протоплатформ. Они относительно интенсивно дислоцированы, иногда метаморфизованы и прорваны различными интрузиями, в том числе кислого состава.

Большинство древних платформ окончательно сформировались в конце мезохрона; именно этот этап характеризуется интенсивным нарушением еще полностью не стабилизовавшихся платформенных масс, образованием многочисленных разрывов, большим числом интрузивов разнообразного, главным образом основного и кислого, состава (граниты рапакиви и др.); именно этот этап формирования специфических структур и интрузий в платформенных условиях может быть назван периодом всеобщей активизации и заложения новых геосинклинальных поясов неохрона (Umbruch, по Г. Штилле). Однако и на этом общем фоне структурной неустойчивости могут быть выделены резко нарушенные участки, достаточно четко выделяющиеся на общем фоне и отнесенные автором к площадям протоактивизации.

В пределах подвижных областей и поясов неохрона автор выделяет структуры от менее активно развивающихся к наиболее активно развивающимся геосинклинальным формам. Именно поэтому в приведенной далее схеме вначале помещены различные области активизации, пришедшие на смену предшествующим геосинклинальным структурам, а среди последних дан ряд от парагеосинклиналей через мезогеосинклинали, структуры промежуточного типа, к ортогеосинклинальным формам, в пределах которых наиболее полно и ярко выражены геосинклинальные черты развития. При классификации областей тектоно-магматической активизации приходится как бы нарушить общие принципы классификации и выделить площади с раз-

личными типами интрузивных образований, что и определяет главные особенности металлогении этих разных участков. На данной стадии изученности металлогении областей и зон тектоно-магматической активизации их трудно классифицировать по структурным особенностям, по интенсивности проявления тектонических движений; в этом отношении сделаны лишь первые попытки [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург Н. И., 1975].

При типизации структур, относящихся к геосинклинальным системам, учтено, что в их развитии четко выделяются собственно геосинклинальная и орогенная стадии; в рамках этих стадий формируются различные структурные формы с разными металлогеническими чертами. В дальнейшем установлено, что в геологическом и металлогеническом развитии собственно геосинклинальных и орогенных структур также будут выделены два основных этапа. Таким образом, в развитии геосинклинальных структур выделены четыре стадии.

В некоторых классификациях объединяются структуры орогенного этапа геосинклинальных систем и областей и зон тектоно-магматической активизации. Действительно, в ряде случаев они обладают сходными чертами, однако и отличия их достаточно существенны. Прежде всего структуры орогенной стадии закономерно связаны со структурными формами собственно геосинклинального этапа развития геосинклинальных систем в пространственном размещении, чего нельзя сказать о структурах областей тектоно-магматической активизации; последние характеризуются наличием типичных специфических рудоносных формаций (редкометалльно-редкоземельных и апатитоносных, связанных со щелочными магматическими породами; щелочно-ультраосновных комплексов с карбонатитами; алмазносных кимберлитов), практически отсутствующих (либо развитых ничтожно) в структурах орогенного этапа. Однако имеются и переходные структурные формы, которые относятся, если можно так выразиться, к затянувшемуся орогенному этапу.

Для островных дуг — структур переходного типа между материками и океанами, большинством исследователей рассматриваемых как современные геосинклинальные системы, важно, к какому роду дуг они принадлежат — к первому или ко второму [Белоусов В. В., Рудич Е. М., 1960], так как от этого зависят их металлогенические и геологические особенности.

Главнейшие глобальные системы глубинных разломов — особое структурное подразделение. Подобные системы прежде всего представляют собой границы между наиболее крупными структурными элементами Земли, глобальными мегаблоками и мегаблоками первого порядка, а иногда и более мелкими структурами. Многие из них переходят из пределов океанической коры в континентальную, правда, существенным образом

изменяя тектонический характер и металлогеническое значение.

Серии глубинных разломов — необходимый элемент геосинклинальных систем и областей и зон тектоно-магматической активизации. В первом случае отдельные глубинные разломы являются обычно границей между различными структурно-формационными зонами, а их серии («пучки») ограничивают значительно более крупные структурные единицы. Так, уральская геосинклинальная система представляет собой северную часть западной границы весьма крупного глобального мегаблока (Евроафриканского), а глубинные разломы внутри ограничивают отдельные слагающие ее структурные элементы. То же наблюдается в пределах складчатой системы Анд Южной Америки, Кордильер Северной Америки и во многих других аналогичных случаях. Хорошо известно рудоконтролирующее значение глубинных разломов, однако часто структурная позиция месторождений и рудных узлов контролируется не самими крупными глубинными разломами, а сопряженными с ними разрывными структурами меньших масштабов.

Следует подчеркнуть, что при металлогеническом анализе значения глубинных разломов различных порядков их нельзя рассматривать изолированно; чрезвычайно важно, какие структурно-металлогенические зоны обрамляются или пересекаются теми или иными глубинными разломами. Глубинные разломы, значение которых в размещении эндогенных рудных месторождений несомненно велико, должны рассматриваться лишь как элемент совокупной геологической обстановки, в некоторых случаях весьма важной. Глубинные разломы нельзя рассматривать отдельно вне общего геологического «контекста» и строить абстрактные схемы, в которых разломы приобретают самодовлеющее значение.

Все больше накапливается данных, свидетельствующих о том, что наиболее крупные системы глубинных разломов, линейные и линейно-амонитные зоны протяженностью в десятки тысяч километров являются не только глубокими каналами, соединяющими приповерхностные части литосферы с мантией, но и структурами длительного развития. Они оконтуривают крупные участки литосферы, которые на протяжении нескольких миллиардов лет характеризовались различной историей геологического развития. На разных этапах развития они формировались в обстановке растяжения или сжатия. История подобных «генеральных каналов» Земли сложна и многостадийна.

В советской литературе по тектонике и металлогении уделялось большое внимание разностороннему изучению разных глубинных разломов. Тектоническое их изучение долгое время было связано прежде всего с именем А. В. Пейве и исследователей его школы.

Особый интерес представляют данные Г. Н. Каттерфельда и Г. В. Чарушина [1970] о первичной делимости земной коры, характерной не только для Земли, но и для других планет. Выделяются четыре системы глобальной трещиноватости, попарно сопряженных в два генетических типа диа- и ортоструктур. По заключению названных исследователей, их возникновение связано с напряжениями, которые возникают при ротационно обусловленной полярной деформации.

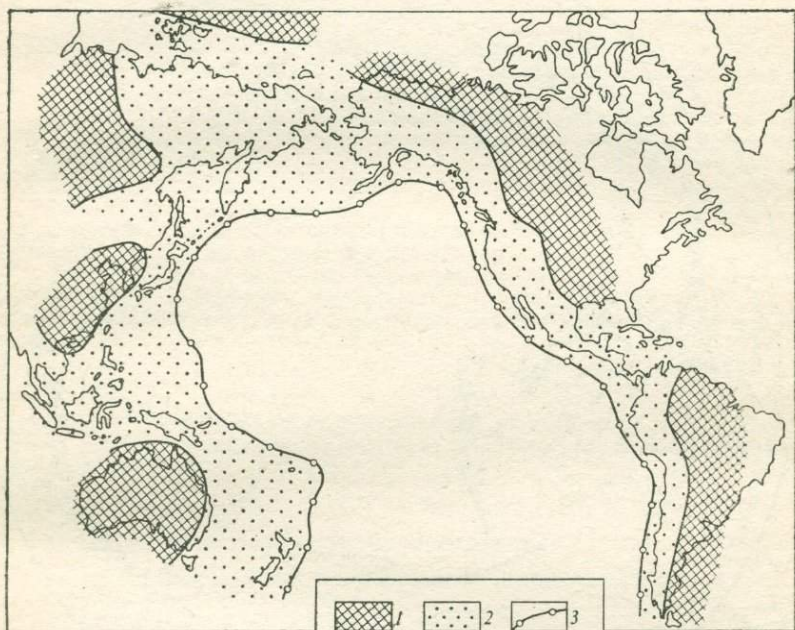


Рис. 1. Схема положения геосинклинальных зон в Тихоокеанском подвижном кольце. По Б. А. Петрушевскому [1964].

1 — древние платформы; 2 — территория, на которой с конца докембрия или с начала палеозоя существовала геосинклинальная обстановка, частично сохранившаяся в настоящее время; 3 — андезитовая линия, ограничивающая зону Тихого океана, не проходившую через геосинклинальную стадию развития

Кроме указанных систем глобальной трещиноватости, выделяются дугообразные и кольцевые структуры, особенно характерные для переходных областей между материками и океанами; однако они фиксируются также внутри материковых масс и океанических пространств.

Наиболее крупная мегакольцевая структура окружает Тихий океан (рисунки 1, 2). Именно к этой структуре приурочены, правда не на всем ее протяжении, сколовые зоны, с которыми связаны наиболее глубокие землетрясения Тихоокеанского кольца; именно они именуются зонами Беньофа—Заварицкого. Подобных глубоких структур (700—800 км) больше нигде на

Земле не установлено. Здесь же наиболее развиты глубоководные желоба, связанные с глубинными разломами. С системами пограничных разломов ассоциируют вулканические пояса:

Таким образом, по периферии Тихого океана обнаружена грандиозная зона повышенной проницаемости и дробления,

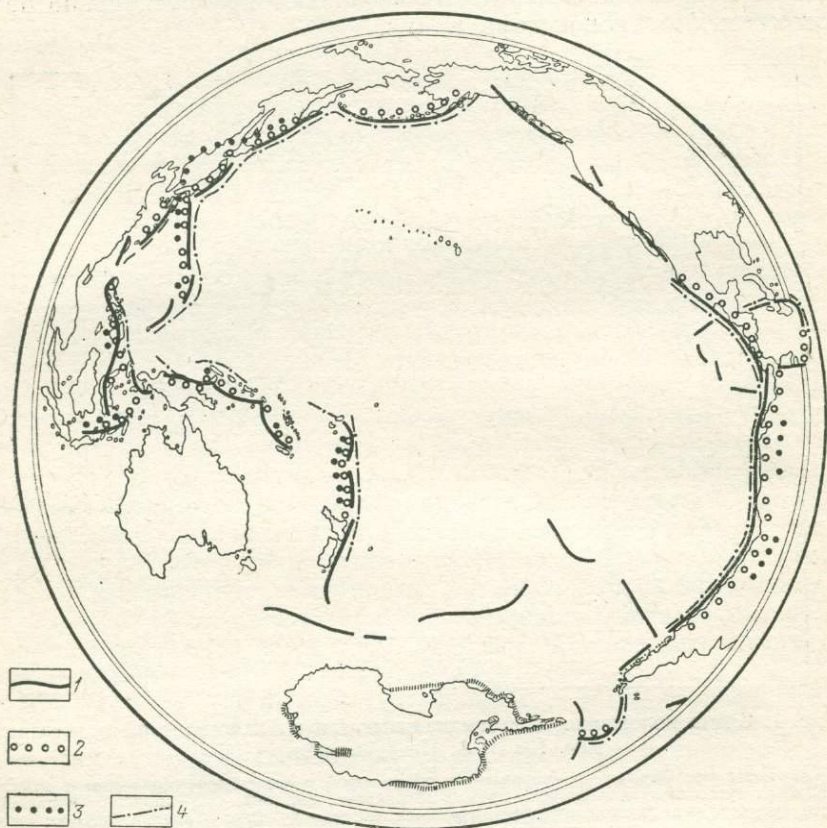


Рис. 2. Схема соотношения землетрясений Тихоокеанского подвижного кольца и глубоководных желобов. По Б. А. Петрушевскому [1964].

Пояса землетрясений: 1 — поверхностных, 2 — промежуточных, 3 — глубоких (данные о положении поясов землетрясений взяты у Б. Гутенберга и Ч. Рихтера [Gutenberg B. a. Richter Ch., 1954]); 4 — глубоководные желоба

глубочайших из известных на Земле разломов, наиболее протяженных и мощных вулканических поясов. Это подвижное Тихоокеанское кольцо (глубиной, по-видимому, около 1000 км) отделяет почти половину земного шара, его преимущественно океаническую часть, от материковой. Именно эта кольцевая структура разграничивает две резко отличающиеся по тектони-

ческим и геохимическим признакам части Земли, определяющие ее дисимметрию, на что еще в начале 40-х годов обратил внимание В. И. Вернадский.

Приведем схему, в которой даны главные структурные элементы, отличающиеся металлогеническими особенностями. Они относятся к материковой и переходной частям земной коры.

## **Материки**

### **Платформенные структуры**

#### *Щиты и кристаллические массивы*

А. Области, сложенные комплексами археохрона.

1. Структуры с преобладающим развитием зеленокаменных пород и их более глубокометаморфизованных разновидностей.

2. Зоны глубокометаморфизованных пород с различными метаморфогенными комплексами (гранулитами, чарнокитами, различными гнейсами и кристаллическими сланцами).

3. Зоны массовой гранитизации.

4. Зоны древнейших разломов.

Б. Области, сложенные комплексами мезохрона.

1. Протогеосинклинальные структуры.

2. Протогеоантиклинальные структуры.

3. Протоплатформенные структуры.

4. Области и зоны тектоно-магматической протоактивизации (линейные и площадные).

#### *Плиты*

А. Плиты с малоразвитым вулканизмом (устойчивые).

Б. Плиты с интенсивно развитым вулканизмом, преимущественно трапповым (подвижные).

### **Подвижные области и пояса неохрона**

А. Области тектоно-магматической активизации.

1. Территории с общим положительным знаком развития:

с развитием кислых гранитов,

с развитием умеренно кислых гранитов,

с развитием малых интрузивов пестрого состава,

с развитием щелочных гранитоидов и близких к ним пород,

с развитием дифференцированных основных (и ультраосновных) пород,

с развитием ультраосновных-щелочных пород,

с развитием вулканоплутонических комплексов (вулканические пояса).

2. Территории с общим отрицательным знаком развития (континентальные и периокеанические впадины):

карбонатно-терригенного типа,

вулканогенного типа.

Б. Геосинклинальные системы различного типа.

1. Структуры геосинклинального этапа:

а) геосинклинальные прогибы:

карбонатно-терригенного типа — парагеосинклинали (структуры переходные к континентальным и периокеаническим впадинам), мезогеосинклинали (геосинклинали промежуточного типа),

ортогеосинклинали (многогеосинклинали и эвгеосинклинали). Миогеосинклинали — интенсивно прогибающиеся с преобладанием терригенных отложений; умеренно прогибающиеся с преобладанием карбонатных осадков, эвгеосинклинали — интенсивно прогибающиеся с преобладанием пород основного состава; умеренно прогибающиеся с преобладанием пород среднего и кислого состава;

- б) геосинклинали: карбонатно-терригенного типа, вулканогенного типа;
- в) срединные массивы.
- 2. Структуры орогенного этапа:
  - а) краевые и межгорные впадины: передовые и краевые прогибы; межгорные внутренние и наложенные впадины;
  - б) горные поднятия.

#### **Переходные области**

1. Островные дуги первого рода \*.
2. Современные геосинклинали.
3. Островные дуги второго рода.

#### **Главные глобальные системы глубинных разломов**

1. Круговые системы.
2. Системы общего меридионального субмеридионального простирання.
3. Системы общего широтного субширотного простирання.
4. Диагональные системы.

Среди структур, которые на тектонических картах обычно обозначаются как древние платформы, необходимо выделить три типа, отличающиеся степенью их консолидации: 1) устойчивые, 2) подвижные и 3) области и зоны тектоно-магматической активизации. Последние отличаются тем, что их геосинклиальная стадия развития закончилась в докембрии, обычно в верхнем протерозое, и в течение всего фанерозоя их развитие проходило по типу областей тектоно-магматической активизации. В их пределах известны и более древние этапы активизации. К наиболее крупным площадям такого характера относятся Восточно-Африканская (включая о. Мадагаскар) и Восточно-Бразильская, большая часть Индии и Шри-Ланка, Юго-Западная Австралия и ряд других территорий, которые, так считает автор, надо выделить в особые области, учитывая их длительное и многостадийное развитие по типу структур тектоно-магматической активизации.

В пределах той или иной платформы могут находиться блоки различной степени подвижности, однако разные платформы или крупные их части обладают определенной суммарной характеристикой. Крайними членами в указанном ряду являются устойчивые платформы и области и зоны тектоно-магматической активизации; последние в схеме отнесены уже к подвижным областям и поясам неохрона.

Естественен вопрос, есть ли какие-либо отличия в строении и истории геологического развития разных платформ? Не определяются ли существенные отличия геологического развития этих разных платформ в неохроне теми или иными изначально

---

\* В пределах островных дуг первого рода выделяются структурные элементы, характерные для материковой части земной коры.

им присущими признаками? Судя по имеющимся данным, эти отличия есть и, что особенно важно, ими определяются существенные различия их металлогенических особенностей. Фундамент устойчивых и слабо подвижных платформ и щитов (Восточно-Европейской, Западно-Африканской, Северо-Американской платформ, большей части Австралийской) складывается в основном крупными массами докембрийских пород архейского, ниже- и среднепротерозойского возраста. Эти древние блоки окружены складчатыми сооружениями неохрона, в состав которого входит верхний протерозой. Фундамент «активизированных платформ» (первичных областей тектоно-магматической активизации) состоит из отдельных массивов, сложенных в основном архейскими комплексами и в ряде случаев залегающим на них протерозойским «чехлом»; массивы окружены складчатыми поясами нижнего, среднего и верхнего протерозоя (в верхах последнего иногда содержатся низы палеозоя). В пределах этих территорий фундамент платформы формируется более длительное время и не столь резко отчленяется от этапа формирования ранних комплексов неохрона, относящихся уже к «чехлу». Это четко выявляется в Восточной Африке, в восточной части Южной Америки и в других местах.

Для фундамента устойчивых и слабо подвижных платформ характерно развитие важной рудной формации древних медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений. Они достаточно широко развиты в пределах Канадского щита (Норанда, Тимминкс, Хорн, Флин-Флон, Раттен-Лейк и др.), Балтийского щита (Оутокуппо, Болиден, Виханти, колчеданные месторождения Центральной и Северной Швеции и др.), Австралийского щита (Брокен-Хилл, Мак-Артур, Маунт-Айза, Хилтон и др.). Подобные месторождения и рудопроявления встречаются и в пределах древних и древнейших зон тектоно-магматической активизации (Восточная Африка, Восточная Бразилия), однако это мелкие и мельчайшие месторождения, в то время как для фундамента относительно устойчивых древних платформ характерны не только мелкие и средние месторождения, но и крупные и уникальные рудные образования. Особенно интересна эпоха среднего протерозоя, к которой приурочены крупнейшие и уникальные колчеданно-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения Австралии.

Многочисленные данные, полученные при изучении колчеданных месторождений и районов развития, позволили выделить среди них две главные группы месторождений, приуроченных к различным комплексам метаморфизованных пород. К более древней группе относятся медноколчеданные и колчеданные, медно-цинковые месторождения (часто с золотом), средние и мелкие по запасам руд. В процессе реконструкции первичного состава пород районов их развития выявлено, что они локализованы в первоначально вулканогенных и осадочно-вулканоген-

ных толщах, которые относятся к последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацитовый формации или к недифференцированной базальтовой вулканогенной формации [Wilson H. D. e. a., 1965; Вулканогенно-осадочные..., 1972]. Для верхней группы весьма крупных колчеданно-полиметаллических месторождений характерны вулканогенно-осадочные породы [Croxford H., Lephcott S., 1972; Mathias V. e. a., 1973]. Приведенные данные позволяют предположить, что при формировании древних устойчивых или слабоподвижных платформ большую роль играли вулканогенные структуры, с которыми и связаны указанные группы месторождений.

К докембрийским образованиям областей тектоно-магматической активизации приурочены иные рудные формации, для которых характерно развитие других по составу докембрийских комплексов. Среди пород, слагающих эти области, широко развиты гранулиты, чарнокиты, различные гранитогнейсы и кристаллические сланцы. Метавулканиты, образовавшиеся за счет основных эффузивов и близких к ним пород, обнаруживаются здесь в резко подчиненном количестве.

Профилирующие рудные формации этих структур — редкометалльные (с Li, Be, Cs, с подчиненными тантало-ниобатами) и слюдоносные пегматиты, которые образуются в несколько этапов, иногда с верхнего архея (Бикита и другие месторождения Зимбабве), нижнего протерозоя (Майсурский пегматитовый пояс в Индии), среднего протерозоя (блок Йилгарн в Юго-Западной Австралии). Однако наибольшее количество пегматитов Восточной Африки, Индии и о. Шри-Ланка, а также Юго-Западной Австралии приурочено к верхнему протерозою — нижнему палеозою. Редкометалльные пегматиты восточной части Бразильского щита формировались в широком возрастном интервале от 926 до 360 млн. лет [Колотухина С. Е. и др., 1964; Геология месторождений..., 1968; Колотухина С. Е., Клановская Л. И., Рожанец А. В., 1974; Геология и экономика..., 1975].

Подобные месторождения известны и в пределах устойчивых и слабоподвижных платформ. Они зафиксированы на севере Балтийского щита и в пределах Канадского щита, однако в этих случаях они приурочены к отдельным активизированным блокам и зонам и находятся в числе многих других по своему формационному типу месторождений. В пределах выделенных крупных активизированных областей именно эти месторождения наиболее типичны.

Для описываемых территорий характерны также месторождения, в которых установлено многократное переотложение рудного вещества, находящегося в рассеянном виде или содержащегося в незначительных количествах в осадочных породах. В результате такого переотложения формируются залежи промышленных руд; выявляются также магматические образования и рудные скопления более древнего возраста, в которых про-

цессы переотложения, связанные с этапами тектоно-магматической активизации, ведут к формированию промышленных рудных тел или к обогащению участков, находящихся в их пределах. Примером могут служить месторождения Медного пояса Замбии и Заира (провинция Катанга), который является зконом Восточно-Африканской области активизации. Этот тип месторождений рассмотрен автором совместно с Д. И. Горжевским [1976]. По имеющимся данным можно считать, что первичный рудный материал этих месторождений накапливался осадочным путем в песчано-глинистых отложениях верхнего протерозоя (с возрастом около 1000 млн. лет) и после процессов диагенеза и эпигенеза многократно переотлагался гидротермальными растворами, связанными с этапами тектоно-магматической активизации. Именно в результате этих процессов и образовались промышленные рудные тела, относящиеся к формации медистых песчаников и сланцев (с кобальтом и ураном). Рудный процесс завершился в среднем палеозое образованием секущих рудных жил.

Среди месторождений Медного пояса известно и свинцово-цинковое оруденение, ассоциирующееся с медным (Кипуши, Брокен-Хилл); кроме стратиформных залежей широко развиты полиметаллические и медные месторождения сложных морфологических типов (жилных, столбообразных и др.), которые, вероятно всего, также представляют собой переотложенные рудные образования, связанные с рассеянным оруденением во вмещающих толщах. Месторождения Медного пояса Центральной Африки необходимо, следовательно, отнести к оригинальному типу осадочных месторождений, переработанных гидротермальными процессами.

Весьма существенную роль играли процессы тектоно-магматической активизации в формировании медно-сульфидных рудных поясов Сингхбум и Кхетри в Индии.

К зоне смятия Сингхбум, секущей блок архейских пород, приурочены основные вулканические породы, преобразованные в хлоритовые сланцы. Исследованиями А. Банерджи [Banerjee A., 1964] и А. Гхоша [Ghosh A., 1972] выявлена тесная генетическая связь медной минерализации (с никелем и другими элементами) с основными породами. А. Гхош, наиболее детально изучивший месторождения, приводит убедительные данные о том, что формирование медной рудной минерализации пояса связано с последовательными и длительными, прерывающимися друг друга геологическими процессами. Предварительная концентрация была обусловлена древними процессами метаморфизма, на которые была наложена сингенетическая гранитизация, не служившая источником рудного вещества, но способствовавшая его транспортировке и образованию промышленных руд. А. Гхош считает, что в совокупности этот процесс лучше всего именовать метаморфогенно-гидротермальным.

Пояс Кхетри слагается породами среднего протерозоя, интродуцированными долеритами (превращенными в амфиболиты), а затем синтектоническими гранитами; в пределах пояса выделяются дайки более молодых измененных основных пород.

В последнее время большинство геологов считает, что рудная минерализация и в этом медном поясе связана с метаморфогенно-гидротермальным процессом и обусловлена явлениями тектоно-магматической активизации [Геология и экономика..., 1975].

При исследованиях зон развития свинцово-цинковых месторождений района Завар в Индии установлено седиментогенное происхождение значительной части сульфидов. Первичные стратиформные залежи полиметаллических руд (с кадмием) претерпевали последующие изменения с образованием богатых рудных столбов и даже жил в результате последующего метаморфизма и этапов тектоно-магматической активизации [Геология и экономика..., 1975]. Стратиформные месторождения полиметаллических руд недавно открыты в восточной части Бразилии (Жануария, Вазанти). Они приурочены к комплексу Бамбуи (верхний протерозой — нижний палеозой), завершающему формирование «Бразильского щита» (эту его часть, как и Восточную Африку, следует называть областью тектоно-магматической активизации).

Таким образом, фундамент устойчивых и слабоподвижных платформ и докембрийских сооружений, которые надо относить к областям тектоно-магматической активизации, существенным образом отличаются друг от друга. В первом случае широко были развиты вулканогенные структуры, в какой-то мере сходные с эвгеосинклиналями фанерозоя; в пределах этих «зачаточно-геосинклинальных» вулканогенных структур архея и протозвгеосинклиналей протерозоя формировались медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, типичные и для более поздних вулканогенных геосинклиналей.

Во втором случае, там, где изначально с докембрия определялась линия развития по типу областей тектоно-магматической активизации и преобладают сиалические породы, различные граниты и гранитогнейсы, профилирующими месторождениями были редкометальные и слюдоносные пегматиты и различные месторождения цветных металлов (меди, свинца, цинка), в которых выявляются неоднократно происходящие процессы переотложения рудного вещества. Именно эти процессы в большинстве случаев и определили формирование промышленных рудных скоплений. Среди таких месторождений наиболее широко развиты стратиформные залежи меди, свинца, цинка и ассоциирующих с ними металлов, а также генетически связанные с ними медно-свинцово-цинковые месторождения различных, более сложных морфологических форм. Однако необходимо учитывать, что среди областей и зон тектоно-магматической активизации

выделяются разные типы: кроме охарактеризованных структур, которые лучше всего называть первичными, выделяются и вторичные наложенные и сопряженные [Козеренко В. Н., 1968, 2, 1969, 1971].

Последние два типа областей и зон тектоно-магматической активизации развиваются в пределах площадей с различным геологическим строением. Распространенные в их пределах рудные формации в значительной мере зависят от формационных особенностей более древних геологических комплексов, подвергшихся активизации. Так, например, типичной рудной формацией областей тектоно-магматической активизации территорий, в которых широко развиты докембрийские зеленокаменные породы, прорывающие их граниты, месторождения древней золоторудной формации и рудные образования с урановой минерализацией, являются весьма важные в промышленном отношении золото-урановые конгломераты [Витватерсранд в ЮАР; Тарква в Гане; Жакобина в Бразилии; Блайнд-Ривер в краевой части Канадского щита].

Для многих подобных областей тектоно-магматической активизации, сложенных в значительной мере сиалическими породами, типичны ассоциирующиеся с гранитами месторождения олова, вольфрама, молибдена, тантало-ниобатов и других редких металлов, представленные различными формационными типами, чаще всего от пегматитов и вкрапленности в гранитах (зоны метасоматитов) до кварцево-жильных тел (Юго-Восточный Китай, Центральная-Африканская Рудная провинция, Нигерия и др.). Однако следует отметить, что эти последние площади отличаются по характеру рудных формаций от территорий, которые названы первичными областями тектоно-магматической активизации. В их пределах широко развиты пегматиты с оловом, вольфрамом, молибденом, иногда медью, различные другие оловоносные формации, значительно более развита колумбит-танталитовая минерализация. Таким образом, даже в пределах территорий, относительно близких по характеру, с преобладающей «гранитогенной» минерализацией, выявляются явные черты отличий.

Подводя итог сказанному, необходимо подчеркнуть, что устойчивые и слабо подвижные платформы и области первичной тектоно-магматической активизации представляют собой крайние члены в ряду древних платформенных структур; они изначально отличались особенностями своего строения и развития. Первые характеризовались широким развитием метавулканических образований, сформированных главным образом в результате преобразования основных эффузивов, вторые отличались наиболее ярко выраженной сиалической линией развития. Их геологическая история в неохроне наследует специфические черты их развития в более древние этапы.

В схеме дана классификация главнейших элементов геосинклинальных систем неохрона, но не приведено развернутой классификации самих систем. Эта последняя задача сложна и сейчас вряд ли осуществима, отдельные системы специфичны, и трудно назвать даже две системы, сходные между собой по ряду определяющих для металлогенического анализа признаков. Однако достаточно определено выделяются три главные группы геосинклинальных систем, четко отличающиеся некоторыми характерными слагающими их элементами и структурными особенностями. Они соответствуют трем типам платформенных образований.

Сводный материал по тектонике и металлогении наиболее хорошо изученного этапа — неохрона — позволяет сделать вывод, что в пределах земной коры должны быть выделены крупные блоки, для которых характерны закономерные сочетания определенных типов платформ, складчатых геосинклинальных систем и областей активизации. Эти мегаблоки отделены друг от друга крупными складчатыми поясами или крупнейшими линеаментными структурами. Иногда границами между мегаблоками служат системы скрытых глубинных разломов.

Мегаблоки, для которых типично широкое развитие областей активизации, характеризуются вялым редуцированным развитием геосинклинальных систем. Последние часто рассматриваются в качестве зон дислоцированного платформенного чехла большой мощности и должны быть отнесены к парагеосинклинальным структурам. Отдельные участки платформенного типа в их пределах отличаются значительно повышенной подвижностью и обычно постепенно (или резко) переходят в территории, которые уже должны быть отнесены к областям активизации.

В мегаблоках с устойчивыми платформами, наоборот, развиты весьма подвижные складчатые геосинклинальные системы, в которых сочетаются эвгеосинклинали с многогеосинклиналями. Именно в их составе фиксируются зеленокаменные трюги и офиолитовые геосинклинали с присущим им оруденением, кроме того, для них характерны шарьяжные перекрытия. Активизированные участки в этих мегаблоках приурочены лишь к краям платформ или к срединным массивам и занимают относительно ограниченные площади. В пределах мегаблоков выявляются отдельные, обычно линейные зоны наложенной активизации.

Между этими двумя крайними типами мегаблоков наблюдаются различные переходные формы.

Примером могут служить наиболее устойчивая Восточно-Европейская платформа и окружающие ее складчатые пояса, а также Восточная Африка и Восточная Бразилия. В первом случае консолидированная масса устойчивой платформы со всех сторон окружена геосинклинальными системами неохрона, в пределах которых весьма распространены зеленокаменные и офио-

литовые геосинклинали — структуры, в которых наиболее полно выражены геосинклинальные свойства. Именно здесь, особенно в пределах Тетиса, широко развиты шарьяжные перекрытия. В Восточной Африке и Восточной Бразилии наблюдаются совершенно иные соотношения главнейших слагающих их региональных структур неохрона. В их пределах чрезвычайно широко развиты четко выраженные области тектоно-магматической активизации, в которых преобладают граниты со свойственной им минерализацией. Геосинклинальным системам здесь, наоборот, свойственно редуцированное развитие (Катангиды, складчатые комплексы серии Индо-Ад). В них отсутствуют зеленокаменные трог и офиолитовые зоны. Формации, развитые в их пределах, часто полуплатформенного характера и в ряде случаев рассматриваются в качестве дислоцированного платформенного чехла. Как уже говорилось, весьма сходные особенности характерны и для территории Восточной Бразилии.

В одном ряду с Восточно-Европейской находятся Северо-Американская платформа, Австралийский и Западно-Африканский щиты. Северо-Американская платформа отличается наличием в крайней западной ее части мощной наложенной зоны активизации, которая, несомненно, обусловлена тем, что она связана со структурами Тихоокеанского подвижного кольца.

Характер отдельных крупных региональных структур может постепенно изменяться. Примером служит Западно-Африканский щит. Стабильная масса этого щита с севера обрамлена альпийскими структурами Средиземноморского пояса с мощными шарьяжами; на западе она граничит с Мавританидами — Фалемидами — Рокелидами, для которых также характерны шарьяжи и присутствие структур, сложенных не только вулканогенными образованиями основного состава, но и офиолитами. Последняя система представляет собой зону полициклических деформаций. Возраст наиболее молодых деформаций, судя по радиометрическим определениям, герцинский. К востоку от Западно-Африканского щита выявляется «мобильная зона с омоложенным основанием», с которым сочетаются прогибы совершенно иного характера: они сложены в основном обломочными и карбонатными породами, смятыми в плавные складки с отдельными надвигами (Нигериды, «система» нигритий, комплексы хр. Атакор, слабо дислоцированные пурпурные пуддинги Анет). Таким образом установлено, что к стабильной массе щита по краям континента примыкают сложно шарьяжированные комплексы, надвинутые на него и содержащие вулканогенные образования основного состава и офиолиты, в то время как в «омоложенной» зоне наблюдаются структуры главным образом полуплатформенного характера. Наиболее древняя структура здесь — меридиональный прогиб, сложенный отложениями фарузия (средний — верхний протерозой); лишь в низах этой серии, и то весьма локально, выявляются основные вулканы;

в основном толщи фарузия сложены карбонатно-терригенными отложениями, очень неравномерно метаморфизованными и поразному дислоцированными. Автор считает, что именно этим комплексом фиксируется начало новой структурной обстановки, характерной для так называемой «мобильной зоны с омоложенным основанием» [Тектоника Африки, 1973].

В пределах зоны активно проявлены процессы тектоно-магматической активизации конца докембрия — низов палеозоя, которые затем унаследованно развиваются и в мезозое. Именно поэтому эту меридиональную полосу в ряде случаев рассматривают в качестве нижнепалеозойского складчатого пояса. Интересно отметить, что к востоку от стабильной массы Западно-Африканского щита складчатые комплексы Нигерид надвинуты на эту последнюю консолидированную область, и наиболее интенсивная складчатость наблюдается именно на границе со щитом.

На рассмотренном участке, следовательно, выявляется устойчивая масса Западно-Африканского щита, обрамленная с севера и запада геосинклинальными комплексами с весьма напряженной складчатостью, затем узкая переходная зона, хорошо зафиксированная в Западных Нигеридах и, наконец, мощная зона активизации с общей меридиональной вытянутостью, в пределах которой наблюдаются уже совершенно иные прогибы, характерные для областей общей активизации. Граница зоны тектоно-магматической активизации, вытянутой от плоскогорья Хоггара до Бенина, там, где это возможно установить, весьма четкая; она определяется резким скачком геологического возраста пород, установленного радиологическими методами, однако петрографические отличия комплексов, слагающих Западно-Африканский щит и «восточную мобильную зону», выражены весьма не четко. Это и позволило Ю. Шуберу и А. Фор-Мюре прийти к важному выводу о том, что в очень отдаленное время западный кратон и подвижная зона, расположенная к востоку от него, относились к единому мегакратону, охватывающему северную половину Африканского материка [Тектоника Африки, 1973].

Активные тектонические движения в пределах зоны проходили в весьма большом интервале геологического времени. Начавшиеся, по-видимому, в среднем протерозое, они особенно резко проявились в верхнем протерозое и низах палеозоя и затем в мезозое. С последними движениями и связано формирование молодых «оловоносных» гранитов (плато Джос и др.), образующих протяженную полосу в Нигерии и частично в Нигере. К югу крупные мезозойские разломы прослеживаются вдоль западного края Африки, определяя пространственное положение континентального склона материка.

Автор уже отметил особенности двух крайних типов мегаблоков, обладающих противоположными свойствами. Промежу-

точная обстановка наблюдается в пределах обширной меридиональной полосы, в которую включаются Сибирская и значительная часть Индостанской платформы и заключенные между ними складчатые сооружения неохрона.

Сибирская платформа автором оконтурена несколько в иных границах, чем это обычно принято: территория Алданского щита, подвергнувшаяся интенсивной палеозойской и мезозойской тектоно-магматической активизации, по особенностям геологического строения и металлогении резко отличается от остальной части этой платформенной структуры, и рассматривается в составе мегаблока Северо-Восточной Азии. Сибирская и значительная часть Индостанской платформы относятся к числу подвижных платформенных сооружений. Одна из важнейших отличительных черт подвижных платформ, определяющих их металлогенический облик, — интенсивно развитый платформенный трапповый магматизм. Широкое развитие дифференцированных рудоносных трапповых формаций в значительной мере, например, определяет металлогенические особенности Сибирской платформы.

Геосинклинальные системы неохрона, обычные для рассматриваемой территории, представляют собой промежуточный тип по сравнению с крайними типами, описанными ранее. Здесь довольно широко распространены геосинклинальные комплексы со спилито-кератофировой формацией и гипербазитовые пояса (Алтае-Саянская складчатая область, Центральный Казахстан), не сопровождающиеся сколько-нибудь значительной рудной минерализацией, характерной для ранней стадии развития геосинклиналей. С ними не связаны крупные скопления хромитов, типичные для офиолитовых геосинклиналей, и значительные по масштабам колчеданные месторождения, свойственные зеленокаменным трогам. В этом отношении эти складчатые сооружения отличаются от геосинклинальных систем, окружающих Восточно-Европейскую платформу (Западная и Южная Европа, Малая Азия, Кавказ, Средний Восток, Урал), с весьма широко развитым хромитовым и колчеданным оруденением. Несмотря на то что для большинства геосинклинальных систем, развитых в пределах описываемой полосы, характерна напряженная складчатость, шарьяжные перекрытия не фиксируются в широких масштабах. Здесь широко распространены геосинклинали переходного типа, сложенные в подчиненном количестве вулканитами основного состава. Среди геосинклиналей и геоантиклиналей вулканогенного типа значительно развиты структуры, в которых существенную роль играют вулканиты среднего и кислого состава (Рудный Алтай, Салаир, Западный Гиссар, Карамазар).

В пределах рассматриваемой полосы развиты зоны тектоно-магматической активизации, но распространены они значительно меньше, чем в Восточной Африке и Восточной Бразилии. К ним относятся Западное Забайкалье, восточная часть

Алтае-Саянской складчатой области, Енисейский кряж, Норильская зона, значительная часть Центрального Казахстана и др.

Особого рассмотрения заслуживают Гималайская горная система и примыкающие к ней с запада хребты в Пакистане и Афганистане, которые чаще всего считают продолжением Средиземноморского альпийского складчатого пояса (Тетиса) на восток.

Судя по имеющимся материалам Гималаи, Каракорум, Гиндукуш необходимо рассматривать в качестве специфической зоны активизации, а структуры Тетиса, простирающие которых на участке между Загросом и северо-западными районами Индии главным образом меридиональные, частично уходят под воды Аравийского моря. Именно этим, по-видимому, объясняются отличия металлогенических особенностей этого «гималайского звена». За гималайским звеном следует Бирмано-Малазийский складчатый пояс, который по геологическим и металлогеническим особенностям также резко отличается от структур Тетиса.

Гималайская горная система и прилегающие к ней хребты многими особенностями геологического строения и историей развития отличаются от Альпийского складчатого пояса, на восточном продолжении которого она расположена. С запада она ограничена меридиональными альпийскими складчатыми сооружениями Киртарского хребта и Сулеймановых гор, обрамленными с востока Западно-Пакистанским передовым прогибом. На востоке, в области Бирманского (Восточно-Гималайского) синтаксиса, гималайская горная система имеет торцовое сочленение с меридиональными кайнозойскими складчатыми сооружениями Араканского хребта, обрамленными с запада Предараканским передовым прогибом. Обе складчатые системы, Сулейманская и Араканская, сложены геосинклинальными отложениями мезозойско-кайнозойского возраста. В отличие от них, в пределах Низких и Высоких Гималаев развиты главным образом древние метаморфические комплексы, коррелируемые с докембрийскими образованиями северной части Индийской платформы и имеющие по аналогии с последними характерные субмеридиональное и северо-восточное простираения.

Нижнепалеозойские образования, залегающие без видимого несогласия на верхнедокембрийских, по формационным признакам следует относить к платформенным (песчаники, известняки, глинистые сланцы небольшой мощности).

На них с перерывом и несогласием залегают отложения раннеальпийского этапа. Последние достигают значительной мощности (до 2—3 км) лишь в отдельных прогибах: в синклинии Спити на западе и в ряде прогибов в Восточных Гималаях (Сикким, Бутан, Непал). На остальной территории мощность раннеальпийских отложений небольшая, в них отражены условия седиментации мелководного шельфового бассейна. Впадины, сложенные отложениями мел-палеогенового возраста, носят нало-

женный характер на раннеальпийские прогибы, что отражено и в их простирации: раннеальпийские — широтные, а ориентировка мел-палеогеновых — северо-западная.

Наиболее изучен прогиб в верховьях Инда и Брампутры. Он выполнен толщей вулканогенно-осадочного состава мощностью до 2000 м, выделяемой под названием «флиш Инда». Эти комплексы прорваны гипербазитами. Природа этих осадочных образований до конца не выяснена: одни исследователи считают их флишоидной толщей, другие рассматривают эти образования в качестве молассы, третьи — отождествляют описываемый комплекс образований с цветным меланжем, который мог сформироваться при наличии надвиговых перемещений в шовой зоне Инда.

По мнению многих исследователей, Гималаи лишь в незначительной степени сформировались за счет геосинклинальных формаций, выполняющих отдельные локальные прогибы (Спити, Бутан, флиш Инда); основная часть этой горной системы была образована в результате процессов кайнозойской активизации северной части Индийской платформы, которые сопровождались интенсивным воздыманием этой территории.

Гималайские хребты воздымались по крупным глубинным разломам, падающим под разными углами к северу. Воздымание сопровождалось формированием структур типа взбросов, надвигов, а также покровов с общим перемещением кристаллических пород, слагающих Гималаи в направлении Индийской платформы. При перемещении формировались крупные гранитоидные тела. Все эти процессы в совокупности, как считает автор, составляют явление тектоно-магматической активизации северного края Индийской платформы.

Подобные процессы, в некоторой мере сходные с описанными, проявились и во многих других регионах мира, в частности, по восточному краю Африканского континента. В последнем эти процессы изучены более детально, в результате чего выявлена определенная латеральная зональность. На границе Родезийского щита и Мозамбикского пояса, представляющего собой полосу древних образований, переработанных в результате дамарской (450—550 млн. лет) эпохи активизации, Р. Л. Джонсоном и Д. Р. Вейлом [Johnson R. L., Vail J. R., 1965] были установлены три зоны, отличающиеся интенсивностью переработки древних комплексов: а) скальвания без повышения проницаемости пород; б) скальвания с повышением проницаемости, в) пластичной изоклинальной наложенной складчатости. Вергентность складчатости и поверхностей скальвания направлена к западу, в сторону Родезийского щита. Дифференциальные перемещения, как с разрывом сплошности пород, так и пластичные, в условиях мощных горизонтальных усилий сопровождались анатектическим выплавлением сиалического материала и формированием интрузивных гранитовых и пегматитовых тел.

Автор считает, что сходные явления сопровождали процесс кайнозойской активизации Гималайской области. Однако здесь горизонтальное сжатие проявилось более интенсивно, что привело к формированию огромных тел гранитоидов и мощному выжиманию крупных масс, обладающих повышенной пластичностью в вертикальном и в горизонтальном направлениях; последним вызвано формирование крупных надвигов и покровов.

С юга поднятие Гималаев отделено Главным пограничным разломом от Предгималайского прогиба, выполненного неоген-четвертичными молассами. Поднятие постепенно разрасталось в южном направлении, в связи с чем отложения Предгималайского прогиба вдоль Главного пограничного разлома смяты в систему складок, опрокинутых к югу. По мере удаления от Главного пограничного разлома в южном направлении складки становятся менее сложными, мощность отложений, выполняющих прогиб, уменьшается.

Из приведенного материала следует, что суммарная, статическая характеристика крупных территорий, сложенных комплексами неохрона, выявляет закономерные парагенезы крупных региональных структур. Эти закономерности имеют не только тектоническое значение, но и важны для металлогенического анализа крупных площадей, так как отдельные региональные структуры характеризуются специфической рудной минерализацией.

Крупные региональные структуры неохрона составляют следующий ряд типов структур — от наиболее консолидированных до бывших наиболее тектонически подвижных в процессе геологического развития:

1) устойчивые платформы, 2) подвижные платформы, 3) области (и зоны) тектоно-магматической активизации, 4) геосинклинальные системы, в которых преобладают терригенно-карбонатные геосинклинали (парагеосинклинали), 5) мезогеосинклинальные системы (геосинклинали переходного типа), 6) геосинклинальные системы с широким развитием зеленокаменных трогов (сложенных преимущественно основными вулканитами) и офиолитовых геосинклиналей (ортогеосинклинальные системы).

Выявлены закономерные парагенезы первого и шестого типа структур, второго и пятого, третьего и четвертого. Для геосинклинальных систем, окружающих устойчивые платформы, характерны сочетания вулканогенных геосинклиналей (эвгеосинклиналей) с терригенно-карбонатными (миогеосинклиналями). Именно для этих систем типична взаимосвязанная пара (эвгеосинклиналь—миогеосинклиналь), и только в этих условиях рационально применять указанные термины.

Рудная минерализация, связанная с офиолитовыми геосинклиналями, сложенными преимущественно основными вулканитами (ортогеосинклиналями) и представленная хромитами, платиной и платиноидами, продуктами изменения ультрабазитов и базитов, колчеданными (пиритовыми) и медноколчеданными ме-

сторождениями, характерна лишь для геосинклинальных систем, окружающих устойчивую Восточно-Европейскую платформу и частично Северо-Американскую, Гвинейский щит и Австралийскую платформы.

Антиподом этих условий является обстановка, в которой сочетаются области первичной тектоно-магматической активизации с парагеосинклинальными структурами. Для этих территорий характерны кислые и ультракислые граниты с отмеченной уже гранитогенной минерализацией (прежде всего пегматиты с мусковитом, минералами бериллия и лития), а также указанные месторождения цветных металлов, для которых типично многократное переотложение рудного вещества. В пределах этих площадей, так же как и в мегаблоках другого типа, встречаются и иные месторождения, однако профилируют перечисленные.

### НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МАТЕРИКОВЫХ МАСС

Современные металлогенические исследования, особенно эндогенных месторождений, проводились в основном на материках, частично на островодужных территориях. Металлогенические исследования океанов лишь начались, хотя в этой области уже имеются интересные обобщения [Смирнов В. И., 1975]. Многие металлогенические выводы прямо связаны с представлениями о былом положении материков. Действительно, если принять довольно распространенную гипотезу о существовании Гондваны и тем более Пангеи и об относительно недавнем распаде этих огромных континентов, мы вправе ожидать, что одни и те же рудные пояса должны прослеживаться на разных материках, представляющих собой осколки этих былых сверхконтинентов.

Металлогеническими исследованиями возможно установить рудно-геохимическую общность крупных площадей земной поверхности и, следовательно, получить новый и чрезвычайно важный материал для объективного оконтуривания наиболее крупных мегаблоков Земли. Все эти вопросы и будут обсуждены в последующих главах. В настоящем разделе суммированы лишь некоторые данные, по-видимому, определяющие общую конфигурацию материков и их связь с океаном.

В последнее время появились новые важные данные, позволяющие, хотя бы в первом приближении, судить о геологическом строении окраинных частей континентов и о взаимоотношениях между материками и океанами. В переходных областях между материками и океанами сосредоточиваются различные, особенно горючие полезные ископаемые. Выяснение геологических особенностей этих переходных зон — ключ к пониманию некоторых важных проблем геотектоники и металлогении.

В результате изучения ряда участков земной коры (восток Австралии, Африки, Южной Америки, островная зона между

Азией и Австралией и восток Азии) выявляется, что, по-видимому, очень крупные блоки земной коры опустились и подверглись переработке (океанизации). Таким образом, геологическое развитие земной коры заключается не только в постепенном, но скачкообразном становлении материковой коры, связанной главным образом с процессами гранитизации, но и в обратном процессе океанизации. Единство и противоборство этих двух ведущих процессов в геологической истории земной коры, при наличии ее закономерной делимости по сетке глубинных разломов, определяет, как считает автор, не только конфигурацию материков и океанов, но и очертания мегаблоков. Если с восточной стороны материковых масс устанавливаются наиболее значительные опускания континентальных блоков и их океанизация, то с западной выявляется обратная картина: здесь происходит главным образом наращивание древних платформ геосинклинальными комплексами неохрона. В этом отношении наиболее характерны материи Северной и Южной Америки, где наблюдается почти непрерывная полоса складчатых систем, обрамляющих с запада древние платформы этих континентов, а с востока талассократон Тихого океана.

По-иному выглядит западная часть Тихого океана, где наблюдаются лишь отдельные фрагменты гигантского тектонического пояса, опоясывавшего структуры Тихого океана с запада. Наиболее крупное звено пояса выявляется на востоке Австралии. Здесь складчатые сооружения сложены породами докембрия и палеозоя, причем в восточном направлении (в направлении к Тихому океану) древние комплексы закономерно сменяются более молодыми. Значительно восточнее, в непосредственной близости к впадине Тихого океана, расположены мезозойские и кайнозойские складчатые сооружения Новой Зеландии, отделенные от Австралии обширными пространствами Тасманова моря, имеющего кору океанического типа.

Н. А. Богданов подчеркивает весьма важное положение: «Анализ отложений палеозоя и мезозоя показывает, что между ними имеется много сходства. Так, мелководная фауна Австралии и Новой Зеландии почти идентична. Области сноса обломочного материала для Новозеландской геосинклинали находились... в пределах современного Тасманова моря, а все структуры Австралии срезаются крутым континентальным уступом. Иными словами, палеотектонические и палеогеографические реконструкции указывают на то, что образование впадины Тасманова моря произошло в позднемезозойское время» [Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии, 1970, с. 6].

Необходимо добавить следующее. Значительная часть впадины Тасманова моря вначале представляла собой сушу и, следовательно, имела кору материкового типа, которая в процессе формирования впадины превратилась в кору океанического типа.

Подобные же взаимоотношения наблюдаются и вблизи Азиатского побережья Тихого океана. Отдельные обрывки байкалид и палеозойд п-ова Кореи и Китая сходны со складчатыми сооружениями востока Австралии [Богданов Н. А., 1970], однако на протяжении большей части Азиатского побережья древние структуры срезаны континентальным уступом материка. В интересном капитальном труде «Геологическое развитие Японских островов» [1968] сделан общий вывод о том, что «в неогене и в более позднее время происходили извержения огромных масс вулканических пород, разрывные дислокации и погружения на площади нынешних Охотского, Японского и Желтого морей» [1968, с. 9] сопровождавшиеся одновременным поднятием зоны Японских островов. Японская островная дуга, по мнению авторов монографии, является остаточной структурой и на протяжении изученного ими отрезка времени (с палеозоя) находилась в фиксированном состоянии, и ее геологическое развитие тесно связано с восточной окраиной Азиатского материка\*.

Новыми данными в основном подтверждено мнение, высказанное несколько ранее Б. А. Петрушевским [1964] в его труде, посвященном тектонике и геологической истории Восточной Азии. Он считал, что территория Восточной Азии «раздроблена и Тихий океан наступает на материк Азии, причем эти явления связывал с интенсивным базальтовым вулканизмом кайнозойского времени, проникшим далеко на запад; кроме того он отмечал, что восточной границей этой опущенной материковой области, в пределах которой проходила интенсивная океанизация земной коры, должна считаться так называемая андезитовая линия. Не так рельефно подобная картина наблюдается и в других местах планеты. Весьма крупные опускания выявляются по восточному краю Южной и Северной Америки и Гренландии [Хаин В. Е., 1971].

Незначительные и относительно молодые опускания в области шельфовых морей, находящихся на западе Европейского континента, не нарушают сколько-нибудь существенно общей картины оконтуривания древней массы Восточно-Европейской платформы каледонидами и герцинидами. Особенность этого участка — наличие большого количества срединных массивов, остатков от обрушения платформ. На Африканском континенте, южнее альпийских и герцинских складчатых сооружений Марокко, несколько отступая от берега Атлантического океана в глубь континента, выявляются складчатые сооружения Мавританид-Фалемид-Рокелид. Эти складчатые комплексы, вытягивающиеся вдоль побережья и сложенные породами верхнего протерозоя, испытывали, однако, не только байкальские, но и

---

\* Сказанное подтверждается последними данными геофизических исследований, дражных работ и бурения в Японском море [Белюсова В. В.—Вестник МГУ. Серия геологическая, 1979, № 3].

каледонские и герцинские деформации. По-видимому, каледонские и герцинские части геосинклинальной системы ныне опущены под воды Атлантического океана; они обрываются крупнейшим разрывом в районе между Фритауном и Монровией. После некоторого перерыва вдоль побережья Атлантического океана, также несколько отступая от него, вытягиваются от Габона до Анголы более чем на 1000 км складчатые сооружения Западных Конголид. Судя в основном по радиометрическим определениям, временной интервал их развития — 1200—450 млн. лет. Южнее, вдоль побережья, наблюдается лишь узкая зона нижнепалеозойской активизации и затем обширная складчатая система Дамарид, уходящая в северо-восточном направлении в глубь континента, а у побережья разворачивающаяся на юг и север. На крайнем юге складчатые комплексы верхов докембрия—низов палеозоя уходят под складки Капид, оконтуривающих юг Африканского континента [Тектоника Африки, 1973].

Таким образом, в Африке вдоль западного края материка, с некоторыми перерывами наблюдаются складчатые сооружения неохрона, представленные комплексами его ранней стадии.

На востоке континента, в северной части, в Сомали и вдоль восточного края Аравийского полуострова, выделяются лишь обрывки крупного раннекаледонского складчатого пояса, в настоящее время, по-видимому, в значительной части опущенного под воды западной части Индийского океана. Ряд признаков свидетельствует о том, что этот пояс протягивался на юг, оконтуривая материк Африки с востока [Козеренко В. Н., Ларцев В. С., 1976]. Именно с ним сопряжена одна из крупнейших на Земле зон верхнепротерозойско-раннепалеозойской тектономагматической активизации, охватывающая всю восточную часть континента. Кроме того, на более поздних этапах развития, также вдоль восточного края Африканского континента, развивалась депрессия, выполненная отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Эта Сомалийско-Мозамбикская впадина обрамлена крупными разрывами; мощность осадочных комплексов в ее пределах иногда достигает (и, возможно, превышает) 15 км. Именно эту структуру Ф. Дикси [Тектоника Африки, 1973] назвал Мозамбикской геосинклиналью.

Подобные впадины, выделенные В. Е. Хайным [1971] под названием «периокеанических прогибов», известны и на западе Африканского континента. Они выражены в современную эпоху аллювиально-дельтовыми накоплениями, резко увеличивающимися в мощности к краю континента и затем сменяющимися местами горстовыми поднятиями фундамента, с которыми в ряде случаев связаны проявления базальтового вулканизма. Со стороны океана они нередко обрамляются барьерными рифами. За рифами, или горстовыми поднятиями, уже в зоне континентального подножия часто выявляется второй прогиб, который из-за слабого поступления обломочного материала с суши дли-

тельное время остается некомпенсированным. Впадины подобного характера выявлены в последнее время морскими геофизическими исследованиями вдоль атлантического побережья Северной и Южной Америки, Северо-Западной Европы, Западной Африки, а также вдоль Западного Индостана и в других местах. Мощность осадков в них часто достигает десяти и более километров [Хаин В. Е., 1973].

Однако эти впадины резко отличаются от зон современной и недавней высокой и дифференцированной тектонической и вулканической активности, к которым относятся современные (кайнозойские) геосинклинальные системы, наиболее широко развитые в западной части Тихого океана. Эти периокеанические депрессии, как считает автор, представляют собой разновидность зон тектоно-магматической активизации, достаточно широко распространенных и в пределах континентов, особенно в Восточной Африке, Восточной Бразилии и Восточной Азии.

Выявляются резкие отличия во взаимоотношениях устойчивых и слабо подвижных платформ, с одной стороны, и интенсивно активизированных платформенных масс (областей активизации) — с другой, с окружающими их складчатыми поясами неохрона. Примером взаимоотношений устойчивых платформ с прилегающими к ним складчатыми поясами служат Восточно-Европейская и Северо-Американская платформы, окруженные со всех сторон складчатыми системами (рисунки 3, 4). Складчатые сооружения Урала, примыкающие с востока к Восточно-Европейской платформе, обрамляются еще восточнее Западно-Сибирской низменностью, этим, по выражению В. В. Белоусова, недооформившимся океаном.

Учитывая обобщения К. Тейхерта [1965], следует считать, что в Австралии также наблюдаются весьма близкие взаимоотношения: древний щит этого континента со всех (или почти со всех) сторон обрамляется геосинклинальными сооружениями неохрона.

Взаимоотношения иные, если океан граничит с областью тектоно-магматической активизации. В этих случаях, как это четко установлено в восточной части Южной Америки, в Восточной Африке и в значительной части Восточной Азии, берег океана срезает древние докембрийские структуры материков; иногда устанавливаются лишь обрывки складчатых систем неохрона.

Таким образом, в данном случае выявляется резко наложенный характер границ между материками и океанами, что, надо думать, связано с опусканиями весьма крупных блоков материковой коры и их океанизацией.

Опускания, в ряде случаев значительные, наблюдаются и по периферии устойчивых платформ и обрамляющих их складчатых сооружений. Весьма крупные опускания, разрушившие чрезвычайно значительный по площади Австрало-Новозеландский

материк, выявляются в южной части Тихого океана; устанавливаются они к востоку от Северной Америки, в Северной Атлантике и в других местах. Однако результат этих опусканий следующий: древние платформенные массы наращиваются складчатыми сооружениями неохрона. При соприкосновении океанов с областями активизации выявляется принципиально иная кар-

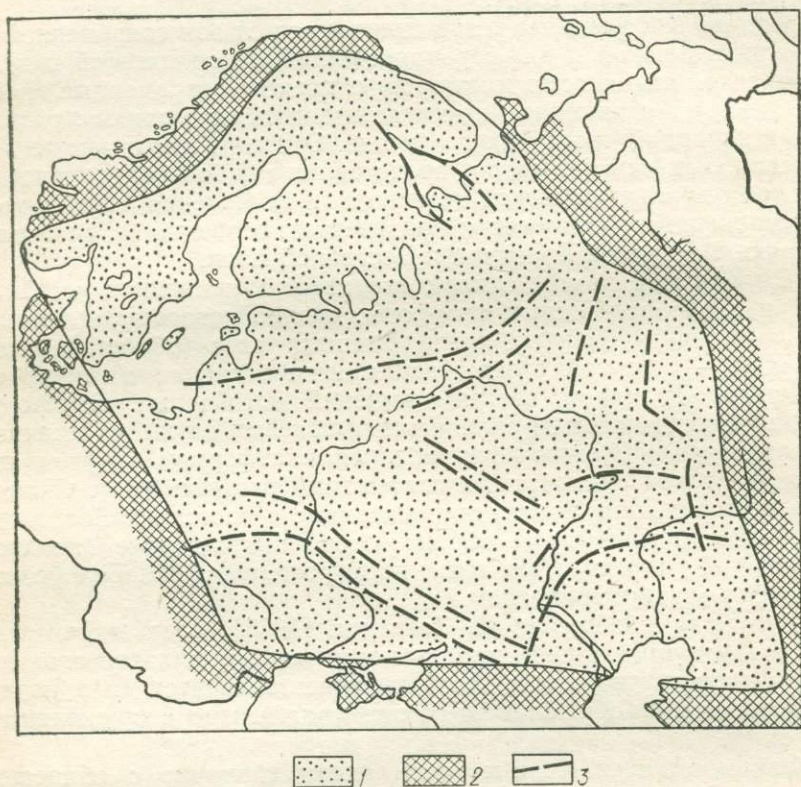


Рис. 3. Общие контуры и главные зоны глубинных разломов Европейской древней платформы. По В. Е. Хаину [1973].

1 — платформа; 2 — геосинклинальные пояса; 3 — зоны глубинных разломов

тина — древние платформы разрушаются, иногда, по-видимому, значительно.

В ряде мест параллельно берегу океана на континентах устанавливаются вытянутые зоны активизации. Это выявляется, например, вдоль западного побережья Африки, где складчатые сооружения верхов протерозоя — низов палеозоя иногда прерываются и замещаются полосами активизации более древних пород, причем процессы активизации укладываются в тот же интервал времени. По краям складчатых сооружений любого воз-

раста практически всегда выявляются сопряженные зоны активизации, и поэтому мы вправе думать, что подобные, ныне изолированные полосы активизации краев континента некогда яв-

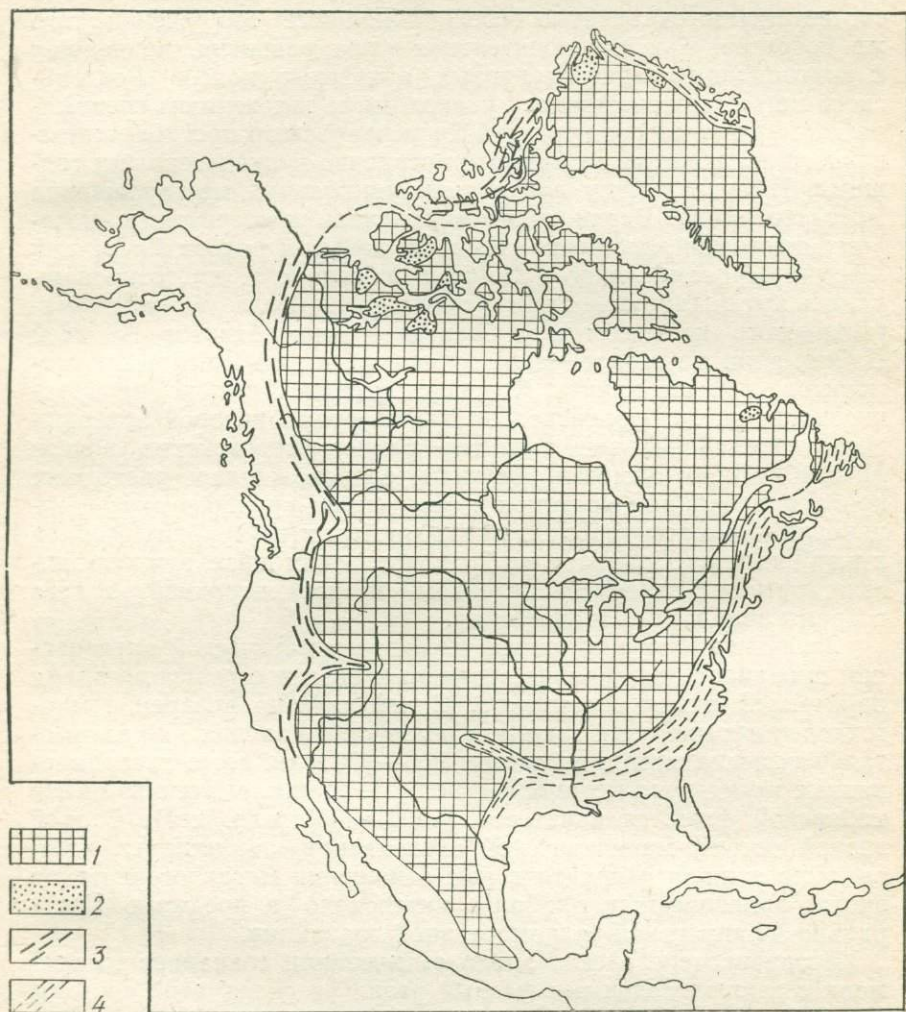


Рис. 4. Палеотектоническая схема Северной Америки. Байкальский этап.  
По В. Е. Ханну [1971].

1—2 — платформы: 1 — области поднятий (щиты), 2 — области погружения и накопления осадков; 3—4 — геосинклинальные пояса: 3 — миогеосинклинали, 4 — эвгеосинклинали

лялись членом указанной закономерной пары, и соответственное складчатое сооружение располагалось в области, в настоящее время занятой океаном.

Восточная Африка является прекрасным примером полициклической активизации. В результате изучения зон активизации различного возраста этого континента выявляется, что различным этапам активизации от весьма древних архейских всегда соответствуют складчатые геосинклинальные сооружения того же возраста. Так, заключительная фаза развития, приведшая к консолидации зеленосланцевых архейских поясов Родезийского щита, сопровождалась расколами и заложением специфического «разломного» крупного Трансваальского прогиба, выполненного исключительно мощными осадочно-вулканогенными толщами. Именно к нему приурочены уникальные месторождения Витватерсранда. Верхи архея или начало протерозоя, к которому относится заложение геосинклинальных поясов Восточной Африки (Мозамбикского, Замбези, Убенде и т. д.), сопровождались крупными расколами древних щитов Родезийского и Танганьикского и внедрением базитов и гипербазитов Великой Дайки, а также разнообразных гранитов и редкометальных пегматитов (районы Бикита, Солсбери, долина Лимпопо, хр. Мурчисона и др.). Эбурнейская эпоха, во время которой завершилось геосинклинальное развитие раннепротерозойских поясов Мозамбикского, Замбези, Лимпопо, сопровождалась расколами консолидированных кратонов и внедрением крупного дифференцированного массива Бушвельда, кимберлитов трубки Премьер и карбонатитов Палабора на Трансваальском щите, а также эпигенетическим перераспределением и концентрацией золота в Трансваале и на о. Мадагаскар.

Следующая крупная эпоха тектоно-магматической активизации проявилась на границе среднего и позднего рифея во время ирумийской эпохи тектогенеза. С ней связано внедрение многочисленных интрузий гранитов и сопровождающих их редкометальных пегматитов с возрастом 950—900 млн. лет в дислоцированные и умеренно-метаморфизованные толщи, смятые во время кибарской фазы складчатости (1300—1400 млн. лет). С этой эпохой тектоно-магматической активизации ассоциирует чрезвычайно важная в практическом отношении металлогеническая эпоха, проявившаяся наиболее интенсивно в пределах Центрально-Африканской редкометальной провинции.

Позднепротерозойская эпоха активизации совпадает во времени с заключительными фазами развития складчатой системы Катангид. К этому времени относятся внедрение гранитоидов и многочисленные эпигенетические концентрации меди, урана и кобальта (725, 670 и 620 млн. лет) в отложениях рудной серии, верхний возрастной предел которой составляет 950 млн. лет.

Раннепалеозойская, дамарская эпоха тектоно-магматической активизации настолько широко проявилась в Африке, что получила название пан-Африканского термального эпизода [Clifford T. N., 1967, 1970]. Однако наибольшая интенсивность ее

проявления отмечается по восточному и западному краям Африканского континента. На востоке (в Северном Сомали) ее проявление уверенно коррелируется с заключительной фазой складчатости и магматизма в пределах раннепалеозойского складчатого пояса (серии Инда-Ад и ее аналоги) [Минеральные..., 1973], а на западе — со складчатостью Дамарид.

Более поздние, палеозойско-мезозойские проявления тектоно-магматической активизации не обнаруживают такой пространственной связи со складчатыми системами. Тем не менее отмечается, что средне-позднепалеозойская активизация, достаточно широко проявляющаяся в Медном поясе и на о. Мадагаскар, более интенсивна в южной части континента и постепенно затухает к северу, по мере удаления от складчатой системы Капид. Проявления более молодых эпох активизации мезозойско-кайнозойского возраста шире проявлены в северной части (Восточная пустыня Арабской Республики Египет, Судан, Сомали) и затухают к югу, по мере удаления от Средиземноморского складчатого пояса. Именно потому, что эти связи далекие, может создаться впечатление об изолированном автономном проявлении процессов активизации.

Складчатые сооружения, расположенные в ряде случаев на краю континентов, могут быть впоследствии опущены по системе разрывов и затем подвергнуты океанизации. Соотношение ширины зон активизации, интенсивности ее проявления с шириной складчатых геосинклинальных зон и напряженностью складкообразовательных процессов может быть различным, однако среди геосинклинальных сооружений, сочетавшихся с областями активизации и находящихся внутри них, не развиты структуры, в которых наиболее полно и ярко выражены геосинклинальные свойства.

В результате изучения областей активизации и ассоциирующих с ними геосинклинальных складчатых сооружений, следовательно, установлено, что эти различные по характеру тектонических деформаций участки представляют собой зоны, по-разному реагирующие на тектонические импульсы, поступающие из подкорových глубин: менее консолидированные, еще не потерявшие своей пластичности полосы, образуют геосинклинальные структуры, более консолидированные площади деформируются по типу зон тектоно-магматической активизации.

Учитывая подобные соотношения, естественно говорить о сопряженных структурах — геосинклинальная система и область (или зона) активизации. Часто употребляемый термин отраженная активизация предполагает активную роль геосинклинальных структур, служащих как бы генераторами тектонических движений. Подобные взаимоотношения применимы лишь в тех случаях, когда геосинклинальные системы примыкают к устойчивым платформам и перед их фронтом образуются узкие зоны активизации. Таким образом, отраженная активизация по существу

является частным случаем сопряженной активизации, а в общем следует применять именно этот последний термин.

Весьма важен вывод о том, что обычно выявляется взаимосвязанная пара геосинклинальная система — зона активизации. Эта закономерность дает дополнительные возможности для структурного анализа различных территорий.

Вдоль восточного края Африки развита мощная зона верхнепротерозойско-нижнепалеозойской активизации и поэтому естественно были поиски геосинклинальной области, с которой эта зона сочетается. Обрывки подобной системы и были обнаружены в северных районах ее распространения (Сомали, юго-восточный край Аравийского полуострова). Аналогичная зона тектономагматической активизации более длительного периода развития установлена в северо-восточной части Бразилии. К востоку уже в пределах океана выявлены крупные участки опусканий и поэтому естественно предположить, что именно здесь располагалась геосинклинальная система, с которой пространственно сочеталась Восточно-Бразильская зона активизации. Крупные опускания, как уже говорилось, как раз и характерны для тех случаев, когда океан граничит с областью тектономагматической активизации на материках.

Большое значение имеет работа К. Тейхерта [1965], в которой на основании анализа палеонтологического и геолого-структурного материала автор решительно заявляет, что «Гондвана — это геологическая проблема, которая существовала и отвергнута на основании геологических и геофизических данных» [с. 109].

Суммируя материалы по Западной Австралии, К. Тейхерт приходит к следующему выводу: «по западной окраине Австралии развиты крупные осадочные бассейны геосинклинального типа, выполненные палеозойскими и мезозойскими отложениями (главным образом морского происхождения) мощностью 15 000—24 000 футов. Таким образом, любая идея о простираии в прошлом Австралийского континента на запад, на территорию Индийского океана оказывается несостоятельной. Если западнее и был расположен ограниченный Гондванский континент, то Австралия не была его частью. Австралия всегда была изолированным континентом» [с. 109].

Приведенные материалы по Африке укрепляют позицию К. Тейхерта. Материки Южного полушария, которые по гипотезе ряда исследователей являлись частью некогда единого материка, судя по имеющимся материалам, вероятно представляли собой изначально обособленные блоки земной коры. Их ядра (древние платформы) обросли складчатыми сооружениями неохрона. На более поздних этапах их развития по периферии континентов развивались особые структуры — периокеанические впадины. Однако процесс становления материков был сложен и противоречив. Кроме конструктивных процессов, действовали процессы деструкции, интенсивно проявившиеся с конца палеозоя и осо-

бенно в мезозое и кайнозое. Крупные блоки материковой земной коры опускались и подвергались процессам океанизации. В настоящее время нет надежных фактических данных, которые позволили бы наметить, хотя бы приблизительно, контуры пра-Индийского и пра-Атлантического океанов; очевидно и их площадь была неизмеримо меньше теперешней. Именно эти океаны являются «молодыми», их наложенный характер достаточно определенно выявляется в процессе изучения соотношения материковых структур и берегов обоих океанов.

Иные соотношения установлены в пределах Тихого океана и окружающих его континентальных масс. Между Азией, Австралией и обеими Америками, с одной стороны, и талассократом Тихого океана, с другой — развивались складчатые сооружения неохрона, образующие гигантское кольцо. В мезозое и кайнозое в западной части океана значительное количество блоков материковой коры опустилось, и таким образом можно констатировать наступление океана в западном направлении. Однако в восточной его части последовательно развивались складчатые комплексы в пределах относительно узкой зоны между материками Северной и Южной Америки и структурами Тихого океана, и в конечном итоге можно отметить разрастание материков в западном направлении. Иногда говорят, что в Северной Америке происходит «омоложение» структур в восточном направлении, в сторону от океана, а в Южной Америке — в обратном направлении, к океану. Автор считает, что при этом следует учитывать следующее. Расположенная в Северной Америке, в восточной части Скалистых гор, область молодых активных тектонических движений представляет собой наложенную зону тектоно-магматической кайнозойской активизации, и ее нельзя ставить в один ряд с расположенной западнее складчатой зоной мезозойского возраста. К западу от этой последней установлены участки развития более молодых кайнозойских складчатых структур; следовательно, и здесь происходит омоложение складчатости в сторону от материка к океану.

В этом же направлении происходит омоложение складчатых структур неохрона в Австрало-Азиатской, западной части Тихого океана [Богданов Н. А., 1970].

Ю. М. Пушаровский [1973] приходит к справедливому заключению, что наличие подобного тектонического (складчатого) кольца свидетельствует в пользу относительной древности Тихого океана, поэтому мобилистские гипотезы невозможно применять к Тихоокеанскому полушарию.

Необходимым элементом концепции, схематично изложенной выше, является признание на определенных этапах развития Тихоокеанского тектонического кольца и материков Южного полушария широкого проявления процессов океанизации материковой земной коры. Процессы океанизации сложны, в них имеется еще ряд невыясненных вопросов. Наиболее подробно

эти процессы рассмотрены в некоторых работах В. В. Белоусова [1975; и др.]. В ряде случаев эти процессы связываются с интенсивным базальтовым вулканизмом. Автор считает важным подчеркнуть, что геологические данные непреложно свидетельствуют о существовании этого процесса и о его широком распространении. В этом отношении весьма показательна коллективная монография японских геологов [Геологическое развитие Японских островов, 1968]. Этот труд, насыщенный огромным фактическим материалом и снабженный большим количеством палеогеографических карт, суммирует многолетний опыт изучения территории Японских островов. Япония относится к числу наиболее хорошо изученных областей Земли. На смену мобилистским гипотезам, которые и в Японии пользовались широким признанием, пришли представления о том, что Японская островная дуга находится на месте своего зарождения; отделяющее ее от континента Азии Японское море, как и другие рядом находящиеся моря — Берингово, Охотское и Желтое, образовались в недавнем прошлом (в неогене и позже) в результате опускания блоков земной коры; причем в процессе этих опусканий значительная часть материковой коры превратилась в кору переходного типа и в океаническую.

Говоря в данном случае и во многих других об опусканиях и поднятиях как о ведущем процессе, характерном для определенных участков земной коры на определенных этапах их развития, мы отнюдь не сбрасываем со счетов горизонтальной составляющей тектонических движений.

## ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

При рассмотрении процессов седиментации, магматизма, метаморфизма и связанного с ними рудообразования, эволюции этих процессов в истории Земли теснейшим образом переплетается геологическое и геохимическое их изучение. Обычно оно настолько тесно связано друг с другом, что их необходимо описывать совместно.

В настоящем разделе будут охарактеризованы лишь геохимическая систематика металлов, их миграционная способность и связанные с ними явления зональности, а также приведены материалы по парагенезисам рудных металлов по данным, систематизированным в основном в работах А. М. Маракушева и А. И. Тугаринова. В заключение будут рассмотрены труды В. И. Смирнова по этой проблеме.

Выбор первых двух исследователей не случаен. В работах А. А. Маракушева [1972, 1974, 1976], использовавшего экспериментальные данные и последние достижения физической химии, последовательно излагается магматическая концепция происхождения и размещения большей части эндогенных рудных месторождений, в то время как в трудах А. И. Тугаринова [1968, 1973, 1977], также на базе точных наук с особо широким применением геохимии изотопов развиваются представления, которые следует рассматривать как современный вариант уже давно известной в геологии рудных месторождений латераль-секреционной гипотезы.

Кроме того, в этом разделе будут приведены данные об источниках рудного вещества.

Еще в 30-х годах нынешнего столетия В. Гольдшмидтом металлы были подразделены на три группы: литофильные, халькофильные и сидерофильные. Эти три группы определяют поведение металлов в различных геологических процессах и их распределение по геосферам Земли. Литофильные элементы отличаются высоким химическим сродством к кислороду и относительно низкой плотностью. К ним относятся щелочные и щелочноземельные металлы; кремний, алюминий, бор. Они типичны для внешней оболочки Земли, где они входят преимущественно в состав силикатов. В более глубинных геосферах они вытесняются более плотными халькофильными металлами, к которым относится железо, медь, цинк, свинец, кадмий, мышьяк, сурьма, висмут и др.; для них характерна сульфидная форма выделений. В группу сидерофильных металлов включаются железо, никель, кобальт, молибден, платина и др.

Эти выводы были сделаны В. Гольдшмидтом на основании обобщения эмпирических данных, касающихся состава земной коры и метеоритов, а также некоторых аналогий с металлургическим процессом.

В настоящее время успехи экспериментальных исследований термодинамических свойств различных соединений металлов позволили А. А. Маракушеву [1972] разработать геохимическую систематику элементов на новых количественных данных.

В основу этой систематики положен расчет химического сродства металлов к сере и кислороду, связанному в структурах силикатов; именно эти показатели определяют их общее отношение к сульфидам и силикатам, а также возможность выделения в самородном виде при эндогенных процессах. Выводы автора сведены в классификационную диаграмму (рис. 5), на которой обозначены изолинии сульфидно-окисных равновесий. Они позволили разделить металлы на петрогенные, определяющие состав горных пород (группы III-B и III-C) и рудные (II-B, I-A).

У петрогенных элементов, отличающихся высоким химическим сродством к силикатному кислороду, сульфиды возникают лишь в специфических условиях, преимущественно в среде, недосыщенной кремнеземом. Рудные металлы образуют группы, соответствующие их природным ассоциациям и отражающие возрастание их химического сродства к сере: четырехвалентное олово + вольфрам, железо + кобальт + никель, цинк + свинец, медь + молибден, платиноиды, ртуть + серебро + золото и др.

По направлению к началу координат ( $C \rightarrow B \rightarrow A$ ) у металлов ослабевают связи как с кислородом, так и с серой, поэтому возрастает способность к выделению в самородном виде; для петрогенных металлов такое состояние невозможно. В группе II-B тенденция к выделению в металлическом виде возрастает от марганца (для него это состояние неизвестно) к меди, которая должна уже рассматриваться в качестве металла, переходного к группе самородных элементов (I-A).

Данными, сведенными в диаграмме, подчеркнуто принципиальное различие петрогенных и рудных металлов, кроме того, определяется группа, входящая в состав руд, которая способна выделяться в сульфидном, окисном или самородном виде.

У петрогенных металлов ослабление химических связей в соединениях ведет к усилению их индифферентности к сере. Благодаря этому силикатная минерализация этих элементов стабильна и на средне-низкотемпературных стадиях процессов эндогенного минералообразования (например, боросиликатная минерализация с бериллием).

Для рудных металлов характерна противоположная тенденция — возрастание химического сродства к сере относительно кислорода в связи с ослаблением подобных химических связей. В результате здесь последовательно сокращаются возможности

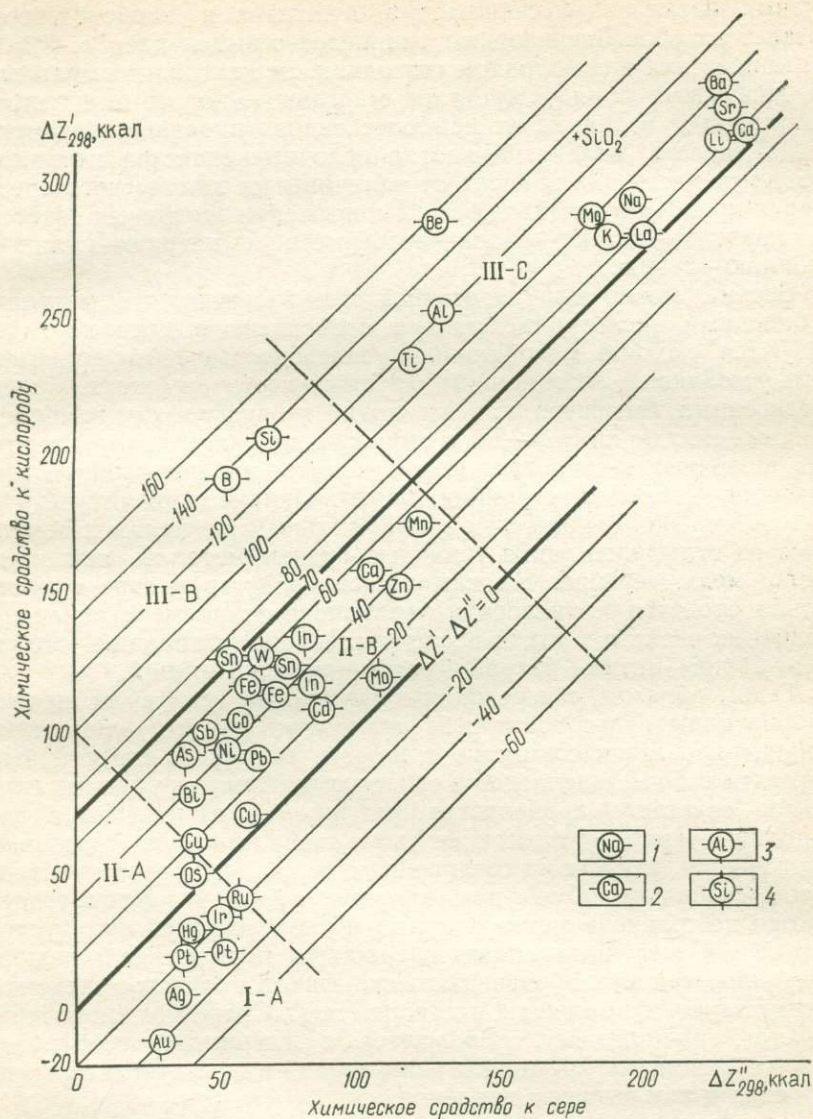


Рис. 5. Систематика металлов в отношении их химического сродства к сере и к кислороду, связанному в силикатных структурах (при стандартных условиях). По А. А. Маракушеву [1972].

1—4—одно-, двух-, трех- и четырехвалентные металлы. По оси ординат — свободная энергия  $\Delta Z'_{298}$  (в ккал) реакций  $\frac{2}{n} MmOn = \frac{2m}{n} M + O_2$  и  $MnSiO_4 = nM + SiO_2 + O_2$ ; по оси абсцисс — свободная энергия  $\Delta Z''$  (в ккал) реакций  $\frac{2}{n} MmSn = \frac{2m}{n} M + S_2$

рудных металлов рассеиваться в силикатах и, наоборот, возрастает их обособленность от силикатов с выделением в форме сульфидов или в самородном состоянии. Это наглядно выражено на диаграмме в ряду металлов марганец → золото; тенденция рассеиваться в силикатах наиболее сильно проявляется у марганца, железа, никеля. Кислотно-щелочные свойства металлов в водных растворах зависят от величины их химического сродства к протону и составляют ряд повышения щелочных свойств от платины—титана—олова—вольфрама к натрию—калию—рубидию—цезию.

Весьма важно для эндогенной металлогении, что металлы с близкими кислотно-щелочными свойствами обычно характеризуются сходной миграционной способностью; это приводит к их устойчивым ассоциациям в рудных месторождениях. Среди петрогенных элементов, как это видно из диаграммы, наиболее прочные связи с кислородом в структурах силикатов характерны для щелочных и щелочноземельных металлов повышенной щелочности — кальция, стронция, бария. Однако при отсутствии кремнезема они относятся к халькофильным металлам и вытесняют из сульфидов такие типичные рудные металлы, как цинк, олово, медь, серебро. Их химическое сродство к сере относительно сродства к кислороду увеличивается по мере усиления щелочных свойств в такой последовательности: кальций—стронций—барий—литий—натрий—калий—рубидий—цезий.

Таким образом, с переходом к глубинным геосферам щелочные металлы будут вести себя аналогично рудным элементам, концентрироваться совместно с ними и вытеснять петрогенные элементы с более кислотными свойствами. Однако у рудных элементов отчетливо проявляется тенденция к выделению в самородном виде, у щелочных металлов подобное состояние исключается, так как их соединения с серой, кислородом и водородом стабильны. Сульфиды кальция, калия и натрия встречаются не только в метеоритах, но и в медно-никелевых рудах, а также в щелочных апатитсодержащих породах. Это редкие минералы, так как образованию сульфидов и окислов щелочей препятствует их большая растворимость. Сульфиды щелочных металлов, по-видимому, образуются в глубинных геосферах, бедных окислами кремния и алюминия, в восстановительных условиях и при высоком давлении.

Давление — важный фактор, определяющий поведение элементов во внутренних зонах Земли. В результате увеличения давления преобразуется атомная структура минералов, увеличиваются координационные числа металлов: алюмосиликаты переходят в силикаты алюминия, силикаты приобретают структуру шпинели и т. д. В результате этих процессов усиливается химическое сродство кремнекислородных соединений к элементам, обладающим кислотными свойствами (например, к литию относительно натрия, к натрию относительно калия и в рудных ме-

таллах, к железу относительно магния, к свинцу относительно кальция и т. д.).

Кремнекислородные соединения должны быть шире развиты в более глубинных оболочках по сравнению с земной корой. При возрастании давления степень окисления металлов понижается и, соответственно, возрастает химическое сродство кристаллических структур к одновалентным катионам. Большая часть металлов в условиях высоких давлений теряет халькофильные свойства.

Давление по-разному влияет на различные металлы. Определено две их группы: в первую входят металлы, выделение которых в самородном виде в связи с реакциями дегазации сопровождается уменьшением объема твердых фаз. К ним относятся кремний, алюминий, железо, медь, цинк и др. Вторую группу составляют щелочные и щелочноземельные металлы (кроме бериллия), дегазация соединения которых характеризуется, наоборот, положительными объемными эффектами. Давление приводит к стабилизации соединений летучих компонентов с металлами, которые характеризуются основными и щелочными свойствами и препятствуют их металлизации.

По мнению А. А. Маракушева [1972], различия элементов по отношению к давлению должны играть важную роль в геохимической их систематике. Ими определяются закономерности «первичной» миграции металлов и их распределение по геосферам. Металлы, обладающие щелочными свойствами, являются вероятными носителями летучих компонентов в глубинных геосферах, прежде всего кислорода, водорода, серы; именно в них окислы, гидриды, сульфиды этих металлов должны быть устойчивы в ассоциациях с самородными рудными металлами и их карбидами. «Снижение давления в глубинных геосферах в связи с глобальными дислокациями должно стимулировать реакции между указанными соединениями с освобождением флюидов ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{H}_2$  и др.), окисляющихся по мере подъема в верхние части Земли ( $\text{CH}_4 \rightarrow \text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2$  и т. д.), причем выделяется энергия, необходимая для развития магматизма и метаморфизма и миграции рудного вещества в земную кору (эндогенной металлогении). Металлогеническое значение этих потоков тем эффективнее, чем выше их насыщенность сероводородом» [Маракушев А. А., 1972, с. 49—50].

В растворах, бедных сероводородом, предполагается миграция металлов как в кислых, так и в щелочных растворах, соответственно с катионной или анионной формой переноса. Однако возможности подобных растворов ограничиваются их нейтрализацией при реакциях с окружающими породами. В комплексах с серой стабильны кислотные, нейтральные и щелочные миграционные формы и поэтому для сероводородных флюидов таких ограничений нет. Особенно интенсивной миграционной способностью в этих условиях обладают металлы с высоким химиче-

ским сродством к сере по сравнению к сродству к кислороду — это ртуть, сурьма, золото, серебро, медь и др.

А. А. Маракушев [1972, с. 50] считает, что «подобный миграционный ряд характерен для ранних (догранитных) стадий развития подвижных зон, которые характеризуются, с одной стороны, наиболее «ювенильным» набором рудных элементов подкорового происхождения, развитых, например, в офиолитовых поясах (ртуть, сурьма, мышьяк, медь, золото и др.), а с другой, — полезными ископаемыми, типичными для гипербазитов (хром, тальк, асбест и др.)». Указанный металлогенический профиль, по мнению этого исследователя, сохраняется и на ранней стадии образования натровых гранитоидов — гранодиоритов, плагиогранитов, для которых особенно характерны месторождения золота. В процессе дальнейшего геосинклинального развития начинается преобладать «нормальный» (калиевый) гранитоидный магматизм, в связи с чем глубинные флюиды изменяют свой состав. В них усиливается значение металлов с высоким химическим сродством к кислороду, прежде всего олова и вольфрама, и значительно снижается роль элементов с четко выраженными халькофильными чертами. А. А. Маракушев полагает, что в этой обстановке металлы мигрируют от гранитных очагов в форме кислых, относительно малосернистых растворов. Миграционная способность отдельных металлов определяется стабильностью катионных форм переноса, которая возрастает в последовательности:  $\text{Fe}^{3+}$ — $\text{Sn}^{4+}$ —( $\text{Cu}^{2+}$ + $\text{Fe}^{2+}$ )— $\text{Bi}^{3+}$ — $\text{SbO}^+$ — $\text{AsO}^+$ — $\text{Cu}^{2+}$ — $\text{Cu}^+$ —( $\text{Fe}^{2+}$ + $\text{Fe}^{3+}$ )— $\text{BiO}^+$ — $\text{Ni}^{2+}$ — $\text{Ag}^+$ — $\text{Zn}^{2+}$ — $\text{Sn}^{2+}$ — $\text{Co}^{2+}$ — $\text{Fe}^{2+}$ — $\text{Cd}^{2+}$ — $\text{Pb}^{2+}$ — $\text{Mn}^{2+}$ .

А. А. Маракушев подчеркивает, что указанная последовательность отвечает в общем виде расположению металлов в зональных рудных ореолах «кислотного» профиля, однако тут же замечает, что миграционная способность металлов — лишь один из факторов, обуславливающих сложный процесс формирования зональных серий; здесь весьма существенную роль играют также соотношения концентраций металлов в растворах, фильтрационный эффект, регенерация и метаморфизм ранее образовавшихся минеральных агрегатов и важные тектонические факторы, определяющие пульсационное поступление растворов в связи с внутриминерализационными подвижками. В связи с тем что миграционная способность в кислых растворах невелика, комплекс металлов, содержащихся в растворах, высаживается на небольшом интервале, вблизи гранитных тел.

По заключению А. А. Маракушева, главное значение для переноса металлов на далекие расстояния имеет анионная форма миграции в щелочных или сероводородных растворах. Значение подобного переноса выявляется не только для геосинклинальных условий, но и в платформенной стадии развития, когда возникают особо глубинные разломы, соединяющие верхние части земной коры с весьма глубинными геосферами. Метал-

логеническая специализация подобных структур, по мнению автора рассматриваемых работ, отчасти аналогична раннегеосинклинальным условиям. Для данных условий специфично развитие рудносиликатного магматизма и магматической рудной миграции, которая связана с глубинным проявлением пород мантии в результате воздействия на нее рудоносных восстановительных флюидов. В качестве примеров автор приводит ртутно-сурьмяные пояса, платиноносные зоны, связанные с ультраосновными породами, сульфидные и титаномагнетитовые, ассоциирующие главным образом с основными породами и, наконец, апатитовые и редкометалльные, связанные со щелочными комплексами. Формирование подобных поясов и зон происходит в результате сложных процессов, в ходе которых первичные соотношения магматических рудных и силикатных обособлений нарушались последующей гидротермальной деятельностью.

В работе, посвященной парагенезисам рудных металлов, А. А. Маракушев [1974] впервые попытался раскрыть причины и закономерности возникновения парагенезисов металлов в различных процессах, ведущих к формированию рудных месторождений, на термодинамической основе. При рассмотрении этой проблемы автор исходил из положения, уже высказанного до него рядом исследователей о том, что общие черты поведения различных металлов в процессах рудообразования прежде всего обуславливаются их кислотно-щелочными свойствами. Последние, как известно, определяются химическим сродством металлов к протону, которое проявляется неодинаково в различных геохимических средах и характеризуется величинами приращенной свободной энергии.

«Анализ природных ассоциаций металлов на основе введенных величин показывает, что совместная концентрация (парагенетическая связь) проявляется у тех металлов, у которых достигается близость кислотно-щелочной характеристики... в геохимических условиях данного процесса минералообразования (при данном соотношении в растворах компонентов  $H_2O$ ,  $H_2S$ ,  $HCl$ ,  $Ni$  и др.)» [Маракушев А. А., 1974, с. 947].

Путем расчета свободной энергии реакций А. А. Маракушев выявляет парагенезисы рудных металлов, характерных для различных по геохимическим особенностям процессов рудообразования: воднофторидного —  $Sn+W+Mo+(Bi, As)$ ,  $Sn+Fe$ ,  $Sn+W+Bi+Ta+Nb$ ,  $Sb+Hg+As$ ,  $Nb+Ta+P+Zr$ ,  $Li+Be+Ce+La+V$ ; сероводородно-хлоридного —  $Cu+Zn+Pb+(Au, Ag, Hg)$ ,  $Au+Ag+Ti+As$ ,  $Pb+Zn+Ag+Au+Tl$ ,  $Fe+Co+Cu$ ,  $Fe+Ti+V+(Cu)$ ,  $Ni+Co+Pt$  и др. На специальной диаграмме охарактеризована тенденция металлов к совместной концентрации или рассеянию в водно-сероводородных растворах. В данных условиях выделяются две большие группы: первая — сульфурофильные металлы, концентрирующиеся в сероводородных растворах и входящие в состав сульфидов (металлы сульфид-

ных руд), вторая — оксифильные металлы, концентрирующиеся в растворах, не содержащих серы, и входящие в состав окислов или силикатов. Металлы с резко выраженными щелочными свойствами относятся к группе сульфурофильных металлов только в растворах, бедных  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . С последними они образуют прочные кислородные соединения, отличающиеся весьма сильным энергетическим эффектом, что и обуславливает литофильные свойства таких металлов, как цезий, рубидий, калий, натрий, литий, кальций, стронций, барий.

Сульфурофильные металлы (золото, серебро, медь, железо и др.) концентрируются также в хлоридных растворах, в то время как оксифильные металлы (бериллий, редкие земли и др.) в большей мере тяготеют к растворам фтористого типа.

Кислород, сера, хлор, фтор, а также другие компоненты растворов  $\text{CO}_2$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и др. специфически способствуют возникновению парагенетических связей между металлами. Таковы, например, парагенезисы сульфурофильных и оксифильных металлов, связанные с фторидными растворами ( $\text{W} + \text{Sn} + \text{Mo}$ ;  $\text{W} + \text{Sb} + \text{Hg}$ ;  $\text{Be} + \text{W} + \text{Mo}$ ;  $\text{Be} + \text{Zn} + \text{Fe}$ ), хлоридными ( $\text{Au} + \text{Sn} + \text{W}$ ;  $\text{Au} + \text{Pb} + \text{Zn} + \text{W}$ ;  $\text{Cu} + \text{W} + \text{Sn}$ ). При повышении сероводородности растворов металлы указанных групп разделяются, сульфурофильные металлы концентрируются, оксифильные рассеиваются. Так, известный парагенезис алюминия с галлием, обусловленный близостью их кислотных свойств в водных растворах, с переходом к сульфидному оруденению разрывается вследствие различного отношения этих металлов к сероводороду. Повышение содержания сероводорода в растворах резко увеличивает сродство алюминия к протону и его миграционную способность в катионной форме. У галлия в этих условиях, наоборот, увеличиваются кислотные свойства и поэтому возникает парагенез с халькофильными металлами, что и обуславливает важные свойства его концентрации; этот металл, как известно, добывается из сульфидных цинковых руд.

По А. А. Маракушеву [1974, с. 950], кислотно-щелочная дифференциация металлов является главным фактором рудной зональности. «При катионном переносе кислотными растворами металлы с более щелочными свойствами мигрируют дальше кислотных и образуется рудная зональность в порядке нарастания щелочных свойств металлов:  $\text{Sn} + \text{W} - \text{Mo} + \text{Cu} + \text{Bi} - \text{Zn} + \text{Pb} + \text{Cd} - \text{Ca} + \text{Ba}$  (зональность катионной миграции). При анионном переносе парагенезисы рудных металлов размещаются в обратном порядке — происходит нарастание кислотных свойств (зональность анионной миграции)».

Наиболее устойчивые парагенезисы в рудных комплексах образуют металлы с близкими показателями щелочных свойств в тех средах, из которых они выделялись (из водной, сероводородной, хлоридной, фторидной). К таким парагенезисам, например, относятся  $\text{Be} + \text{K} + \text{Na} + \text{Li} + \text{Al} + \text{B}$ ,  $\text{TR}$ ,  $\text{Nb} + \text{Ta}$ ,  $\text{Zr} + \text{Hf}$ ,

Ni+Co, Zn+Pb+Cd, Cu+Bi+Mo, Ag+Hg, Au+Pt. Рассматривая парагенезис платины и золота, который выявляется в ряде мест, автор замечает, что в сульфидных комплексах возникает ассоциация золота и платины, так как оба металла обладают сильными сульфурофильными свойствами, и образуются комплексы платины и золота с медью, никелем, кобальтом. В хлоридных растворах, наоборот, резко усиливаются миграционные свойства золота по отношению к платине.

Большой интерес представляет работа А. А. Маракушева [1976], посвященная физико-химическим условиям генерации рудоносных флюидов и проблеме источников рудного вещества. Прежде всего автор подчеркивает, что поведение химических элементов в геохимических процессах определяется в первую очередь их фундаментальными и термодинамическими свойствами: к первым относятся потенциалы ионизации и сродство к электрону. Соотношение этих величин позволило А. А. Маракушеву разделить элементы на три группы (рис. 6). В первой группе, которая характеризуется высоким сродством к электрону при относительно низком потенциале ионизации, объединяются металлы: золото, серебро, платиноиды, никель, медь, свинец; им соответствуют в этом отношении такие неметаллы, как хлор, сера, теллур. Во вторую группу включены металлы: бериллий, бор, магний, фосфор, лантаноиды, скандий, иттрий и др. и неметаллы кислород, фтор, отличающиеся умеренным сродством к электрону при довольно высоком потенциале ионизации. Наконец, к третьей группе относятся элементы, характеризующиеся низким сродством к электрону при высоком потенциале ионизации — это азот и инертные газы; металлов в этой группе нет.

В первой и второй группах объединяются металлы и неметаллы с взаимным химическим сродством, которое и проявляется в совместных миграционных формах и концентрациях. Элементы третьей группы не образуют устойчивых соединений с металлами. Известны лишь их соединения с ртутью, которая наиболее близка к инертным газам.

Металлы первой группы в геохимическом отношении связаны с хлором и серой, они концентрируются в средах, богатых этими элементами, в то время как фтор и кислород способствуют их рассеянию. В средах, бедных кремнием и алюминием, к первой группе, кроме перечисленных выше, относятся щелочные металлы, которые прежде всего образуют прочные связи с кремнекислородными и алюмокислородными группировками.

К группе второй — фторофильных и оксифильных элементов — относятся щелочноземельные металлы, алюминий, углерод, фосфор, бериллий, вольфрам, ниобий, тантал, цирконий, гафний, скандий, натрий, лантаноиды и др. Подчеркивается особое положение цинка, кадмия, ртути, сурьмы, мышьяка, отличающихся от металлов первой группы низким сродством

к электрону и высоким потенциалом ионизации; эти особенности определяют специфику их металлогенического поведения, связанную с их высокой фторофильностью. Однако повышенное хими-

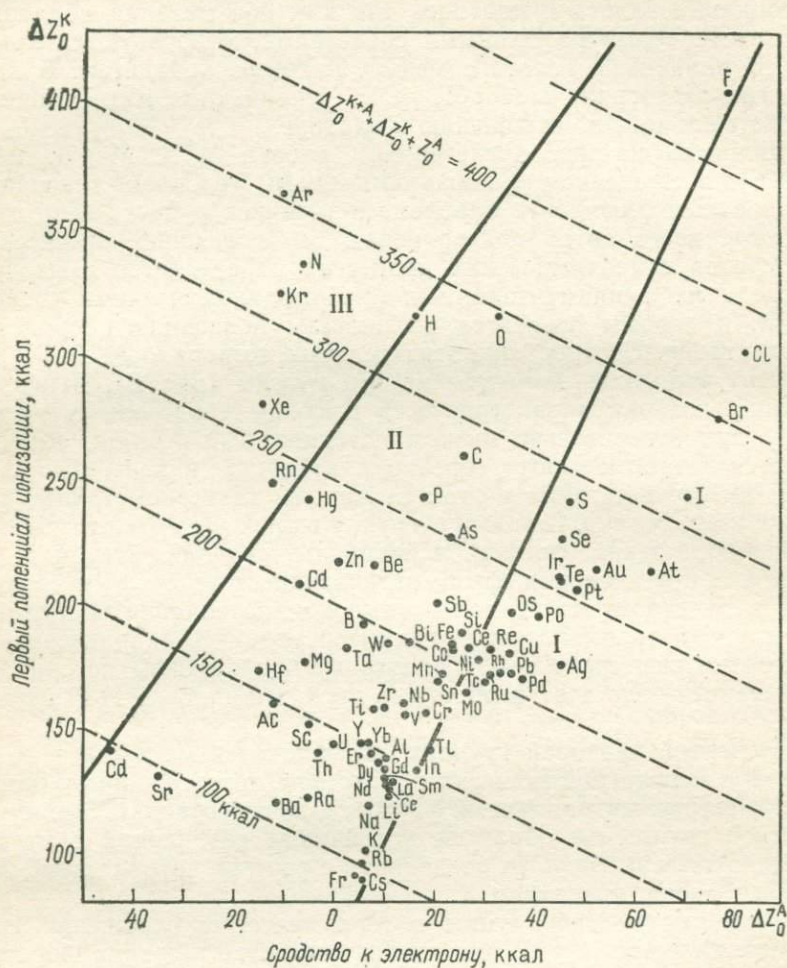


Рис. 6. Потенциалы ионизации ( $\Delta Z_0^k$ ) сродства к электрону ( $\Delta Z_0^a$ ) и общее электросродство (пунктирные линии:  $\Delta Z_0^k + \Delta Z_0^a$ ) химических элементов. Римскими цифрами обозначены геохимические группы элементов. По А. А. Маракшеву [1976]

ческое сродство этих металлов к сере относительно сродства к кислороду сближает их с элементами первой группы.

Металлы, расположенные вдоль линии раздела двух групп — кобальт, железо, олово, хром и др., проявляют промежуточные свойства.

Рассматривая весьма важную проблему вертикальной миграции рудного вещества из глубин Земли в направлении к поверхности, автор подчеркивает большое значение газового переноса рудных металлов. В глубинных частях флюиды сильно восстановлены, в них преобладают водород и его соединения, но по мере их подъема в более высокие геосферы возрастает роль кислорода и кислородных соединений. Флюиды окисляются в разных структурно-формационных зонах с неодинаковой скоростью. Восстановительный характер сохраняют флюиды в эвгеосинклинальных структурах с развитием офиолитовых комплексов, связанных с дислокациями рифтового характера. Наиболее интенсивно флюиды окисляются в геоантиклинальных зонах в период развития в них гранитоидного магматизма. Для различных геологических условий характерны широкие вариации окислительно-восстановительного режима.

В восстановительных условиях во флюидах преобладают водород и его соединения с серой, углеродом, азотом и др. В этих же условиях повышенной активностью отличается также хлор.

В более кислородной обстановке в газовых смесях превалируют вода, углекислый газ и азот; фтор доминирует над хлором. Из указанных соотношений следует, что восстановительная обстановка благоприятствует концентрации металлов первой группы, а окислительная обстановка — второй.

Флюиды, мигрирующие в верхние горизонты из более глубоких геосфер, первично богаты галогенами, в особенности хлором и щелочными металлами, главным образом натрием, а также медью, никелем и кобальтом, серебром и золотом, платиноидами, хромом (металлы первой группы). Окисление флюидов ведет к рассеянию указанных металлов и концентрации свинца и цинка, с промежуточной стадией комплексного медно-свинцово-цинкового оруденения, молибдена, олова, бериллия, лантаноидов, иттрия и остальных металлов второй группы. Именно эти соотношения, по мнению автора, определяют различия между металлогеническими особенностями фемических и сиалических зон.

Различные соотношения окислительно-восстановительных условий вызывают образование определенных ассоциаций металлов. Интенсивно восстановительная обстановка благоприятствует концентрации золота, меди, палладия, затем платины и никеля; роль последнего увеличивается по мере ослабления восстановительного режима. Указанный парагенезис металлов характерен для сульфидных месторождений, ассоциирующихся с основными — ультраосновными породами, дифференцированными при участии глубинных сероводородных флюидов. При переходе к более окислительным условиям парагенетические взаимоотношения платины с палладием, медью, золотом разбиваются и возникает другая ассоциация — платины с иридием, осмием и хромом. Такой парагенезис металлов типичен

для перидотит-дунитовых комплексов, бедных сероводородом: он объединяет такие различные по сульфурофильности металлы, как хром и платину.

Дальнейшее увеличение окислительной способности флюидов ведет к образованию металлов второй группы — ванадия и титана; возникающие в процессе последующей дифференциации комплексы щелочных пород наиболее благоприятны для концентрации оксифильных металлов второй группы — иттрия, скандия, лантана и лантаноидов, актиния, тория, урана и др. Именно щелочная среда способствует окислению газово-жидких растворов и рассеиванию металлов первой группы.

В процессе охлаждения флюидов происходит электролитическая диссоциация и образуются ионы металлов различной валентности. С повышением валентности металлов уменьшаются их связи с водородом, серой, селеном, теллуrom, хлором и увеличиваются связи с кислородом и фтором, что способствует переходу металлов первой группы во вторую. Этот эффект может быть подтвержден многими примерами:  $\text{Sn}^{2+} \rightarrow \text{Sn}^{4+}$ ;  $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ;  $\text{Au}^+ \rightarrow \text{Au}^{3+}$  и др.

Развитие процессов магматизма определяется тесным флюидно-магматическим взаимодействием; в прогрессивный период его развития от состава флюидов зависят главные направления магматической эволюции, а в регрессивный период — характер рудной экстракции, в результате которой и формируются рудные флюиды; металлы распределяются между расплавами и газовыми смесями различного состава. Один и тот же металл имеет разные связи с расплавом в зависимости от его валентности и координации; связи с расплавом значительно усиливаются с понижением координационного числа металлов, что сопровождается существенным увеличением его объема. Этому процессу способствуют уменьшение давления, повышение температуры, а также увеличение основности и щелочности расплавов. В связи с этим ультраосновные и щелочные расплавы выступают как активные концентраторы многих рудных металлов, причем оруденение с ними связано наиболее непосредственно. В процессе повышения кремнекислотности и понижения температуры расплавов координационные числа металлов увеличиваются, и поэтому ослабляются их связи с кислородом расплавов, что способствует их переходу в газовую фазу. Таким образом, генерация рудоносных флюидов приурочивается к регрессивному этапу развития магматических расплавов; благодаря охлаждению и дифференциации магматических расплавов повышается ее кремнекислотность, усиливается отделяемость рудных компонентов от расплава и осуществляются процессы селективной экстракции и концентрации их в газовой фазе.

Это положение рассмотрено автором на примере гранитоидного и гипербазитового магматизма. Прежде всего подчеркивается, что сам процесс гранитизации представляет собой маг-

матическое «замещение» при посредстве флюидов подкорового происхождения, и таким образом их роль весьма велика и в прогрессивную стадию гранитоидного магматизма. Этот процесс сопровождается широким аллохимическим метаморфизмом вмещающих пород, с площадной миграцией не только петрогенных, но и рудогенных металлов. Многие металлы подвергаются выносу из подобных зон гранитизации и рассеянию. Рудогенерирующий этап, полузакрытый в отношении летучих компонентов, протекает в регрессивную стадию процесса. Именно в этот этап происходит флюидная экстракция различных комплексов металлов и «в зависимости от состава флюидов создается металлогеническая специализация гранитоидов» [Маракушев А. А., 1976, с. 159]; подобная флюидная концентрация металлов сходна с процессами, применяемыми в экстрактивной гидрометаллургии. Состав этих флюидов зависит от формационной принадлежности гранитоидов и от стадии эволюционного развития региональных структур. Флюидные компоненты автор располагает в следующем ряду:  $\text{CO}_2\text{—H}_2\text{S—HCl—NH}_3\text{—SO}_3\text{—H}_2\text{O—P}_2\text{O}_5\text{—HF—Li}_2\text{O—V}_2\text{O}_3$ . В этом ряду увеличивается растворимость летучих компонентов в кислых магмах и их способность понижать температуру ее кристаллизации. «Прослеживается повышение роли компонентов, расположенных в конце ряда, с переходом от геосинклинальных зон фемического профиля к сиалическим областям и к поясам тектоно-магматической активизации континентальных структур. В этом же направлении изменяется состав флюидных компонентов в ходе эволюции гранитоидного магматизма. Соответственно изменяется металлогеническая специализация» [Маркушев, А. А., 1976, с. 160—161].

Если при процессах гранитизации в состав замещаемых толщ входят ультраосновные или карбонатные породы (доломиты, магнезиты), то в результате кислотно-основного взаимодействия образуются щелочные граниты и сиениты. Щелочные магмы возникают также и в других условиях: при замещении ультраосновных пород в трубчатых интрузиях «платформенного» типа или в мантии (щелочные базальты, трахибазальты, трахиты, базаниты, нефелиниты, уртиты и др.). В щелочных магмах резко изменяется отношение расплавов и флюидной составляющей; в последних усиливается сродство с галогенидами, с фтором по преимуществу, углекислотой, фосфором. Наличие этих компонентов способствует селективной концентрации редких земель, ниобия, тантала, циркония, гафния, стронция, урана, тория [1976, с. 161].

Среди гипербазитовых комплексов по характеру их рудоносности А. А. Маракушевым выделяются три формации: «Стратиформенная дунит-базальтоидная с сульфидным оруденением (Cu, Ni, Pd, Pt), дунит-клинопироксенитовая (Pt, Os, Ir, Cr) и дунит-гарцбургитовая (Cr)». Тесная связь с определенными разновидностями гипербазитовых комплексов проявляется в хромитовом

оруденении: состав рудообразующих хромшпинелидов и интенсивность оруденения нарастают в дифференцированных хромитовых интрузивах от плагиоклазовых перидотитов и лерцолитов, через гарцбургиты к дунитам. Подобные соотношения, естественно, объясняются флюидно-магматической дифференциацией первичных расплавов с обогащением наиболее ультраосновных и магнезиальных ее частей хромом; именно в дунитовых расплавах вероятны более низкая координация хрома и прочные его связи с кислородом.

Свои построения А. А. Маракушев резюмирует следующим образом. Тектоническое развитие земной коры сопровождается широкой восходящей флюидной миграцией рудного вещества. Выделяются два крайних контрастных типа структур: фемический и сиалический. К последнему близки также области тектоно-магматической активизации. Специфика миграции рудоносных флюидов связана с неодинаковым окислительно-восстановительным режимом, которым и обуславливается различие металлогенической специализации разных структурных зон.

Рудное вещество концентрируется в регрессивную стадию развития флюидно-магматических систем, что ведет в конце концов к формированию месторождений. Именно в эту стадию обособляются флюидные расплавы или флюиды, определенным составом которых и обусловлена селективная экстракция и концентрация тех или иных рудогенных металлов. В процессе развития магматических очагов характер рудоносных флюидов обычно изменяется от кислых к более щелочным, что определяет изменение их металлического состава и прямо коррелируется с повышением их миграционной способности.

Кислотно-щелочная дифференциация металлов, усложняющаяся вариациями их валентности, играет важную роль в образовании парагенезиса металлов и, следовательно, определяет пространственное размещение различных рудных формаций. Во взаимодействии флюидов и расплавов большое значение имеет координационный эффект. Состав флюидов влияет на магматическую эволюцию и в прогрессивный период ее развития. Этим и определяются тесные генетические взаимоотношения между составом рудных образований и определенными магматическими сериями.

Металлы, входящие в состав руд, связаны с флюидами более тесно, чем с кислородом расплавов, и поэтому их накопление в магмах прямо коррелируется с количеством флюидных компонентов. Содержание флюидов возрастает с глубиной и, следовательно, в глубинных очагах увеличивается рудоконцентрирующая способность магм. Направление дифференциации в этих глубинных очагах определяется как составом флюидов, так и характером окружающих пород. Процесс охлаждения стимулирует селективную экстракцию и концентрацию рудогенных металлов [Маракушев А. А., 1976].

Совершенно иная общая концепция приведена в работах А. И. Тугаринова; этому вопросу посвящены ряд статей и работ [1973, 1977]. Этот исследователь подчеркивает особое значение осадочного процесса, ведущего к крайней дифференциации земного вещества и к первичному накоплению в различных осадочных толщах разного по своему характеру рудного вещества. В дальнейшем в результате процессов метаморфизма, внедрения интрузивных тел и действия связанных с ними флюидов рудные компоненты переотлагались.

Автор рисует следующую историко-геологическую картину, на фоне которой процессы рудообразования значительно изменяются.

В настоящее время выявляются древнейшие блоки, представляющие собой участки океанической коры, в которые около 3,6 млрд. лет тому назад внедрялись интрузии плагиогранитов, тоналитов, анортозитов. Подобные магматические массы из мантии, залегавшей близко под первичной протокорой, выплавлялись на ранней стадии существования Земли в связи с резко иным, чем сейчас, термическим режимом; 4,6 млрд. лет тому назад термический градиент превышал нынешний примерно в пять раз и составлял около  $100^{\circ}\text{C}$  на 1 км. Этими особыми условиями обусловлены интенсивный характер ранней магматической деятельности и значительная дифференцированность продуктов магматизма.

Древние протоконтиненты возникали и росли в подводных условиях. Существенная их особенность — отсутствие прибрежных, и тем более континентальных фаций. Происхождение всех древнейших осадочных пород подводное. Фации, связанные с эрозией континентов, встречаются лишь в комплексах, возникших около 3 млрд. лет назад; именно в это время «всплывали первые протоконтиненты».

Говоря о дальнейшем развитии этих континентальных масс, автор подчеркивает, что «мы сегодня располагаем рядом ярких доказательств старой точки зрения постепенного роста континентов за счет выплавления их материала из мантии» [1977, с. 59—60]. Рассмотрев это важное положение на основании имеющихся сейчас детальных исследований отдельных блоков Гренландского щита, А. И. Тугаринов пишет, что каждый молодой блок от 3,5 до 2 млрд. лет «выплавлялся из мантии, все время менявшей изотопный состав» [с. 60].

Однако изотопными исследованиями установлено, что часть магматических образований возникла уже за счет переплавления пород коры. «Сегодня мы можем утверждать, что момент выхода континентов из-под покрова океана характеризовался не только мощным развитием выветривания и осадкообразования, но и усилением жизни, формированием первичной биосферы. Это немедленно привело к мощному развитию фотосинтеза и сопровождающему его выделению молекулярного кислорода

в атмосферу. С этого времени атмосфера все больше приближалась... к современной» [1977, с. 61]. Специфические условия наиболее древнего этапа развития Земли определили их металлогенические особенности. «Для архея, первой его половины, характерно распространение крупных месторождений золота, никеля, хрома, платиноидов. Все эти месторождения являются по типу источника магматическими» [1977, с. 61].

Золоторудные месторождения архея залегают среди различного состава основных зеленокаменных пород, подвергающихся значительным изменениям. Месторождения золота, связанные с гранитами, широко развитые в фанерозое, в архее отсутствуют.

Недавно в Юго-Западной Австралии, в провинции Калгурли, выявлены крупные месторождения никеля. Они представлены ленточными рудами эксгальционного происхождения, ассоциирующимися с ультраосновными эффузивами — каматитами. Каматиты, по данным А. И. Тугаринова, известны только в архее; они возникли из магмы, нагретой до 1450 °С и реагировавшей в процессе излияния с морской водой. Подобные месторождения позже были обнаружены в Канаде и Финляндии [1977, с. 62].

Следующей крупной металлогенической эпохой А. И. Тугаринов считает нижнепротерозойскую, в течение которой впервые формируются типично осадочные рудные образования. С ними связаны месторождения урана, вместе с которым в ряде случаев обнаруживаются значительные скопления золота и платиноидов и очень крупные месторождения железа; в эту эпоху образуются толщи, обогащенные свинцом и цинком.

Особое значение для формирования крупных осадочных и остаточных месторождений урана имеет нижний протерозой. Характерно, что в ряде случаев минералы урана (так же, как и пирит) в этих месторождениях обнаружены в виде обломков, что свидетельствует о более восстановительных условиях существования этих минералов по сравнению с нынешними.

Примерно в это же время формируются чрезвычайно мощные толщи железистых кварцитов на самых различных континентах, что «свидетельствует о том, что причины подобного массового выпадения железа были глобальными» [1977, с. 63]. В качестве объяснения этого выдающегося явления автор приводит мнение А. А. Саукова, считавшего, что причиной такого массового образования железистых отложений являлся свободный кислород атмосферы, появившийся в значительных количествах именно в эту эпоху и обусловивший перевод двухвалентного железа, присутствовавшего ранее в форме бикарбонатов, растворявшихся в океане, в трехвалентную форму, приводившую к быстрому его осаждению в виде гидроокислов. В дальнейшем в истории Земли уже никогда не происходило такого массового накопления железных руд.

Первичные концентрации свинца и цинка, по представлениям А. И. Тугаринова, прежде всего обуславливаются приурочен-

ностью этих металлов к карбонатным породам, содержащим большое количество органических веществ. В конце нижнего и в среднем протерозое возникли крупнейшие свинцово-цинковые залежи, в большинстве случаев стратиформного типа; свинцово-цинковая минерализация образует максимум осадочных скоплений, которые далее преобразовываются в эндогенные залежи. Эти положения А. И. Тугаринов доказывает прежде всего данными изотопного состава свинца, которые оказываются идентичными в месторождениях и вмещающих их толщах (с необходимыми поправками на долю радиогенного свинца, образованного с момента накопления во вмещающих породах). «Таким образом,— пишет автор,— вмещающий их комплекс пород оказывался продуктивной формацией, несущей рассеянные концентрации свинца, в ходе последующего метаморфизма сформировавшего рудные залежи» [1977, с. 64]. Подобные ситуации возникали неоднократно и в различные геологические эпохи. Автором отмечается, что в архее и низах протерозоя свинец встречается лишь в виде мелких рудопроявлений; в древних урановых залежах свинец (естественно, не радиогенного происхождения) как сопровождающий элемент не известен, а для фанерозоя характерен парагенезис этих двух металлов. Это положение автор объясняет тем, что карбонатные фации, столь важные для формирования полиметаллических руд, вообще возникли лишь 2,3 млрд. лет тому назад.

А. И. Тугаринов считает, что при формировании месторождений олова и вольфрама промышленные концентрации образуются более сложным путем. Прежде всего он подчеркивает, что месторождения этих металлов имеют относительно молодой возраст, не старше 300—400 млн. лет (главным образом 100—150 млн. лет), и известные примеры докембрийских рудных образований этих металлов рассматриваются как исключение (это положение последними работами не подтверждается).

Разбирая ряд примеров (месторождения Дальнего Востока, недавно открытые первично стратиформные докембрийские месторождения олова, ГДР), автор приходит к выводу о том, что полезный компонент (в рассматриваемых примерах олово) сохранился в определенных продуктивных горизонтах и толщах, и граниты являлись лишь фактором его перетолжения. В ряде случаев удается установить многоступенчатое обогащение различных пород полезным компонентом, что в конце концов вело к образованию промышленных залежей\*.

«Наш вывод сводится к тому, что в отличие от свинца и урана, накопление которых в толщах, содержащих органику,

\* К таким же выводам пришли изучавшие месторождения ГДР Л. Бауманн, Г. Тишendorf и Н. Вольф [Baumann L., Tischendorf G., Wolf N. Die Bedeutung der metallogenetic-mineralgeneticen Analyse für die Lagerstättenprognose.— Suche und Erkundung. Freiberg Forschungen, 1975, Nr. 281, S. 9—36].

происходило в достаточно больших количествах сразу, олово должно было пройти через серию последовательных обогачений, прежде чем могла возникнуть его продуктивная формация [Тугаринов А. И., 1977, с. 65].

Механизм процессов выщелачивания рудных компонентов из вмещающих пород и их переотложение с образованием промышленных скоплений подробно описываются А. И. Тугариновым в его более раннем труде «Общая геохимия» [1973]. По этой гипотезе, которую автор называет осадочно-метаморфической, главным фактором переотложения служат восходящие растворы, движения которых стимулируются магматическими процессами и связанным с ними прогревом пород различной интенсивности вокруг интрузий. В результате действия эффекта термовлагопроводности растворы, содержащиеся в породах вмещающих толщ, перемещаются из зоны более прогретой к более холодной. Этот длительный процесс осуществляется от момента внедрения интрузии до ее остывания; высокотемпературные растворы сменяются более низкотемпературными. Состав рудоносных растворов определяется толщами пород, через которые они просачиваются на пути к выделению минеральных комплексов, создающих рудные тела.

Выявляется избирательная тенденция разных металлов приурочиваться к различным по составу толщам осадочных пород, где они сначала находятся в рассеянном виде.

Олово обладает способностью накапливаться в сланцевых и песчано-сланцевых толщах.

В процессе изучения распределения вольфрама и молибдена в типичной провинции развития скарновых месторождений этих металлов, весьма для них характерных, установлены повышенные содержания вольфрама в карбонатных отложениях и молибдена в сланцевых комплексах. Подобные закономерности выявляются и в других районах развития этих месторождений.

Уран фиксируется в осадочных толщах в результате осаждающего действия скоплений органического углерода. Если породы подверглись даже ранним стадиям метаморфизма, соединения урана утрачивают первоначальные достаточно прочные связи, и породы теряют находящийся в них уран относительно легко; подобные толщи являются источником эндогенных месторождений урана. «Анализ размещения месторождений урана свидетельствует об их тесной приуроченности к ураноносным, более древним осадочным формациям, испытавшим интрузивное воздействие в момент, непосредственно предшествующий рудообразованию» [Тугаринов А. И., 1973, с. 229].

Особое внимание А. И. Тугаринов уделяет месторождениям свинца; связь этого металла с вмещающими толщами доказана изотопными методами. Для свинца, по мнению автора, ярко выражены взаимоотношения с карбонатными породами, что, по видимому, связано с условиями его седиментации. Как и в слу-

чае с ураном, этот металл в раствор переводится благодаря воздействию углекислых гидроокислов.

Автор подчеркивает, что породами, из которых извлекаются и затем перекладываются полезные компоненты, могут быть не только осадочно-метаморфические, но и магматические, в том числе интрузивные образования.

А. И. Тугаринов рассматривает идеальную схему развития рудной провинции, приуроченной к геосинклинальной области. Разбирая причины характерной для подобных территорий общей региональной зональности, автор пишет: «совершенно очевидно, что зональность эта будет отвечать не последовательности сбрасывания в осадок руд постепенно охлаждающимся рудоносным раствором — она будет отражать лишь план распределения обогащенных определенным элементом осадочных толщ, последовательно подвергающихся гидротермальному метаморфизму. Изучение зональности провинций Кавказа, Средней Азии и Забайкалья показывает вытянутость рудных поясов вдоль региональных структур, соответствующих строению геосинклинального бассейна в целом. Эта зональность повторяет в некоторых случаях береговые очертания первоначального бассейна, а отнюдь не располагается в виде ореола вокруг той или иной интрузии, находящейся в ее ядре» [1973, с. 232].

Итогом его построений может служить следующее высказывание А. И. Тугаринова [1977, с. 65]: «история рудообразования в земной коре подчиняется общим законам развития самой коры. В силу необратимости и направленности ее развития процесс рудообразования подчиняется общим непреложным законам геологического развития. Это выражается в том, что в разные эпохи доминируют в качестве ведущих месторождений то одни, то другие металлы. Никакого постоянства в рудообразовании нет. Вместе с тем очень важно знать причины появления тех или иных эпох металлогении для правильного направления поисков».

Изложенные достаточно подробно концепции А. А. Маракушева и А. И. Тугаринова будут в дальнейшем в тех или иных частях использованы при изложении материала по эндогенной металлогении.

В построениях А. А. Маракушева дана наиболее развернутая картина поведения различных химических элементов в процессах рудогенеза в связи с их фундаментальными особенностями и различными термодинамическими условиями. Приведенные данные и выводы имеют большое значение для понимания многих сторон развития процессов рудогенеза и размещения различных месторождений в пространстве. Однако эти построения могут создать впечатление, что процессы эндогенного рудообразования на всех этапах развития земной коры протекают одинаково.

Естественно, что во всех случаях будут действовать непреложные законы физической химии; однако совершенно определенные комбинации физико-химических условий и создают

реальный геологический фон, а от них зависит, как протекают геологические процессы на разных этапах развития земной коры; этот геологический фон и определяет необратимость и направленность всех геологических, в том числе и металлогенических, явлений.

В работах А. А. Маракушева не учитываются в должной мере процессы переотложения рудного вещества, находящегося во вмещающих породах, зависимость процессов эндогенного рудообразования от окружающей среды. Геолого-структурная обстановка, на фоне которой развиваются те или иные флюидо-магматические системы, представлена недостаточно и весьма схематично.

В работах А. И. Тугаринова, наоборот, резко подчеркивается необратимость развития геологических и металлогенических процессов, а также показано, что на ход процессов эндогенного рудообразования решающее влияние оказывают вмещающие породы. В обобщениях этого исследователя выявляются тесное переплетение и взаимозависимость экзогенных и эндогенных процессов рудообразования, очень большая роль предварительного накопления рудного вещества в осадочных толщах с последующим переотложением его растворами глубинного происхождения. Однако в этих построениях рудно-магматическая эволюция обрывается без достаточного обоснования на ранних этапах развития; гранитные интрузии, малые интрузивные тела заключительных этапов развития подвижных зон рассматриваются в основном в качестве факторов переотложения ранее образовавшихся рудных накоплений; не учитывается в должной мере четко установленная и многократно описанная цикличность в развитии подвижных поясов, их магматизма и рудогенеза. Таким образом, в работах А. А. Маракушева и А. И. Тугаринова нашли свое отражение крайние точки зрения, сходные с представлениями «магматистов» и сторонников латераль-секреционной гипотезы, которые развивались на более раннем этапе развития учения о рудных месторождениях.

Большую роль для выяснения термодинамических условий формирования различных минеральных комплексов, слагающих рудные тела, а затем и месторождения, и выявления состава рудообразующих растворов, играет изучение газожидких включений в минералах. Объективные данные, получаемые в результате термобарометрических и других исследований включений, которые в нашей стране получили широкое развитие главным образом благодаря работам Н. П. Ермакова и его многочисленных учеников и последователей, дают весьма ценные сведения для воссоздания особенностей рудного процесса эндогенных месторождений. Их дальнейшее развитие сулит значительные перспективы в решении различных вопросов, связанных с этой важной проблемой.

В настоящее время многими исследователями, изучающими разнообразные типы эндогенных рудных месторождений, обосновываются представления о множественности источников рудного вещества и о длительном и многоэтапном формировании многих рудных месторождений.

Эти представления обобщены в ряде работ В. И. Смирнова [1969, 1970<sup>1,2</sup>, 1975<sup>1,2</sup>], особенно в его труде «Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры» [1976]. Автор прежде

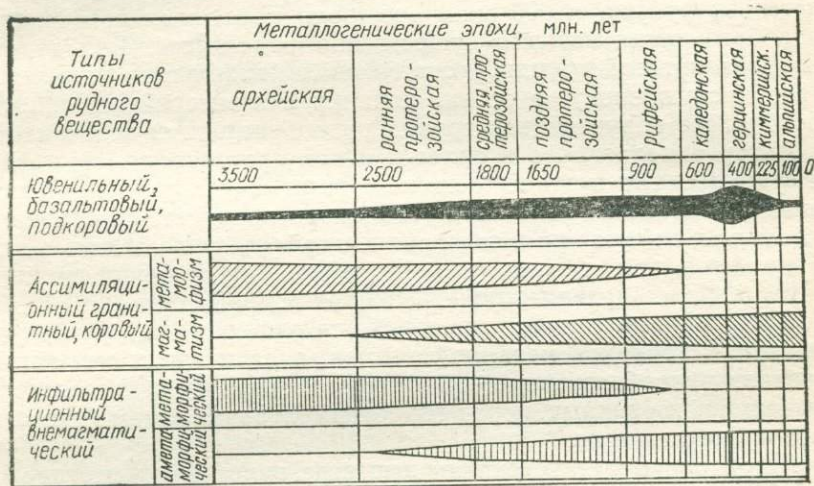


Рис. 7. Эволюция источников эндогенного рудообразования в истории развития земной коры. По В. И. Смирнову [1976]

всего подчеркивает, что в настоящее время по общему мнению существует три группы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений. «Это, во-первых, ювенильные подкоровые, связанные с базальтовой магмой, во-вторых, ассимиляционные коровые, связанные с гранитной магмой, в-третьих, инфильтрационные внемагматические» [1976, с. 5]. Действие этих трех источников прослеживается на разных этапах развития земной коры (рис. 7).

Подчеркнуты следующие основные моменты. В архее преимущественно развиты метаморфогенные месторождения. Начиная с протерозоя, при важной роли региональных метаморфических преобразований, зарождались и развивались геосинклинальные структуры, характеризующиеся как базальтоидным, так и гранитоидным магматизмом; источники рудообразования в связи с этим становятся более разнообразными. Важный момент именно этого периода — возникновение различных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ, в которых сосредоточены огромные

массы рассеянных рудообразующих компонентов. Сначала возникли силикатные терригенные комплексы с колоссальным количеством рассеянных в них масс урана, золота, меди, молибдена, а несколько позже — карбонатные толщи с огромными ресурсами свинца и, частично, цинка, бария, фтора, также находящихся в рассеянном состоянии. Подобные продуктивные толщи пород в дальнейшем служили важным источником для образования многих эндогенных месторождений ассимиляционного и инфильтрационного происхождения.

Начиная с рифейской эпохи, которая В. И. Смирновым исчисляется от рубежа в 900 млн. лет, роль различных источников рудообразующих веществ существенно изменяется. Возрастает роль базальтовой группы, достигающая наибольшего значения в герцинскую эпоху; а затем, начиная с киммерийской эпохи, преобладает гранитоидная группа рудообразующих источников.

Автор отмечает, что в архее и низах протерозоя, когда еще не существовало мощной гранитной коры, среди рудных месторождений должны были бы преобладать продукты базальтоидной магмы, однако они в эти ранние эпохи проявлены слабо, это объясняется, по-видимому, низкой степенью их дифференциации в эти наиболее древние эпохи развития земной коры.

На ранних этапах геологической истории природа инфильтрационных источников метаморфогенная, а на поздних они заимствовали рудообразующие компоненты из разных, в том числе и неметаморфизованных, пород гидротермальными водами различного происхождения.

Автор описывает источники вещества эндогенных месторождений для главнейших планетарных структур земной коры — континентов, океанов и переходных между ними областей.

Разнообразные источники характерны для эндогенных рудных месторождений континентов. Они рассмотрены автором в рамках геолого-металлогенического цикла, который распадается на геосинклинальный и платформенный этапы. Эти главнейшие этапы в свою очередь подразделяются на определенные стадии геологического развития и рудообразования, характеризующиеся главнейшими магматическими формациями и ассоциированными с ними магматогенными месторождениями.

В пределах геосинклинального этапа последовательно развиваются: 1) перидотитовая формация с магматическими месторождениями хромитов; 2) габбровая с магматическими месторождениями титаномагнетитов; 3) плагиогранитная со скарновыми месторождениями железа и меди; 4) субмаринная спилит-кератофировая с колчеданными месторождениями меди, цинка, свинца.

Изучая источники веществ этих месторождений, установили, что все они ювенильные, связанные с подкоровой базальтовой магмой. Для средней стадии геосинклинального этапа характерны две магматические формации: 1) гранодиоритовая со

скарновыми и гидротермальными месторождениями вольфрама, молибдена; 2) гранитная с пегматитовыми, альбититовыми, грейзеновыми и высокотемпературными гидротермальными месторождениями олова, вольфрама, лития, бериллия. Вещество этих месторождений является производным гранитной магмы земной коры.

К поздней стадии геосинклинального этапа также относятся две формации: 1) гипабиссальные малые интрузии с плутогенными гидротермальными месторождениями цветных, редких, благородных и радиоактивных металлов, 2) вулканическая наземная андезит-дацитовая с вулканогенными гидротермальными месторождениями тех же металлов. Все указанные источники доставляют минеральное вещество для этой группы месторождений.

Три источника минерального вещества характерны также для стадии активизации платформ. Ювенильный подкорковый базальтовый источник типичен для следующих формаций этого этапа: 1) кимберлитовой алмазонасной, 2) ультраосновной щелочной с карбонатитами и 3) трапповой с магматическими рудами сульфидных медно-никелевых месторождений. Ассимиляционный гранитный источник предполагается для формаций: 1) щелочных пород с месторождениями редких металлов и редких земель, 2) гранитной с гидротермальными месторождениями олова, молибдена, вольфрама, флюорита и др. Инфильтрационный источник характерен для амагматогенных стратиформных месторождений свинца, цинка, меди, барита, флюорита.

В. И. Смирнов уже и раньше высказывал мнение о том, что базальтоидные месторождения образуются в обстановке растяжения земной коры, а гранитоидные, наоборот, сжатия.

На ранней стадии развития геосинклиналей влияние инфильтрационных источников незаметно, но в дальнейшем их значение возрастает, особенно на заключительных стадиях развития, при переходе к платформенному состоянию и при активизации платформ.

Металлогения океанов, и в том числе эндогенная минерализация, ничтожная по своим масштабам, связанная с магматическими комплексами дна Мирового океана, описана в работе В. И. Смирнова «О металлогении океана» [1975]. В ней также подчеркивается, что эндогенная минерализация возникает исключительно за счет ювенильного базальтоидного мантийного источника. Грандиозные осадочные накопления дна океанов, сконцентрированные в конкрециях, накопившихся на его дне, состоят из железа, марганца, меди, никеля, кобальта, и также образуют комплекс металлов, характерных для базальтоидной магмы.

Объясняя закономерности формирования эндогенных месторождений области перехода от океанов к континенту, автор придает определяющее значение зоне Беньюфа. В полосе передовых

структур, возникающих на океанической коре, характерны базальтоидный магматизм и рудообразование, типичное для ранних стадий развития эвгеосинклиналей. Здесь формируются магматогенные месторождения железа, хрома, титана, колчеданов. При переходе к тыловым частям, где развита континентальная кора, образуются постмагматические рудные месторождения таких металлов, как олово, вольфрам и др. Для них типичен ассимиляционный гранитоидный источник рудного вещества. Эти группы месторождений могут коррелироваться с рудными образованиями более поздних стадий развития геосинклинальных структур миогеосинклинального типа.

При характеристике рудных месторождений переходных областей от океанов к континентам В. И. Смирнов подвергает серьезной критике металлогенические представления, которые были высказаны именно для данной обстановки с позиций так называемой новой глобальной тектоники, или тектоники плит. Выдвинутый сторонниками этой гипотезы механизм образования изверженных пород и магматогенных месторождений в переходной зоне он именуется «ультраоригинальным», не обоснованным фактическим материалом и полностью умозрительным [Новая глобальная тектоника, 1974]. В связи с тем что подобные взгляды были распространены как в зарубежной, так и в советской литературе по геотектонике и металлогении, приведем критический анализ В. И. Смирнова достаточно подробно. Прежде всего автор отмечает полную неразработанность энергетической стороны процесса, в результате которого магма выплавляется на глубине под зоной Беньофа. Предполагается, что эта энергия возникает в результате сил трения при поддвигании океанической коры под континентальную, однако никаких расчетов для этого не производится. Также не разработана петрология предполагаемого процесса. «Задвигаются» породы базальтовой магмы, содержащие лишь гидратную группу (в серпентинитах), в вещество того же базальтового состава. Их взаимодействие никак не может служить причиной возникновения андезитового вулканизма островных дуг и особенно дацитового и липаритового состава магматических пород, характерных для тыловой зоны.

Выдвигается положение, согласно которому источниками металлов магматогенных месторождений переходной зоны служит маломощная осадочная оболочка, характерная для дна океанов и содержащая железо-марганцевые конкреции, которые в процессе субдукции «затягиваются» под континент. Вещество осадочного слоя дна океанов никоим образом не может объяснить разнообразие разных месторождений переходной области, в особенности металлов «гранитофильной» группы, отсутствующих в его составе. Совершенно не обосновано чисто умозрительное явление субдукции.

Рассматривая геологические стороны этих явлений, автор пишет [1976], что непрерывный и однообразный процесс субдук-

ции никак не согласуется с циклическим развитием магматизма и рудообразования переходной области, а также с эволюционным направленным их стилем развития. В заключение своего критического разбора автор подчеркивает, что идеи тектоники плит совершенно не в состоянии объяснить металлогенические особенности многочисленных областей, находящихся за пределами зон перехода от океана к континенту.

Построения В. И. Смирнова об источниках минерального вещества эндогенных рудных месторождений и их значении в истории развития земной коры лишены крайностей, которые характерны для взглядов «чистых» магматистов и сторонников осадочно-метаморфической (или латераль-секреционной) гипотезы. Они стимулируют дальнейшие исследования, в процессе которых должны выявляться соотношения между различными рудообразующими источниками для разных геохронов и различных формаций эндогенных рудных месторождений.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ И ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ \*

Проблеме размещения эндогенных месторождений в пространстве посвящено огромное количество работ, в то время как вопросы закономерностей формирования этих месторождений во времени, в связи с геохимической эволюцией земной коры и развитием и перестройкой геологических структур от докембрия до кайнозоя, рассмотрены в очень немногих трудах. Среди последних в Советском Союзе важное значение имели работы Г. В. Войткевича и Г. И. Лебедево [1975], В. С. Домарева [1968], А. И. Кривцова и др. [1978<sub>1,2</sub>], Д. В. Рундквиста [1969], В. М. Сеницына [1972], В. И. Смирнова [1969, 1976], Г. А. Твалчрелидзе [1970], А. И. Тугаринова [1973, 1977], А. И. Тугаринова и Г. В. Войткевича [1970], С. Д. Туровского [1955] и др.

Среди зарубежных исследователей важные обобщения по этой проблеме принадлежат В. Линдгрёну [Lindgren W., 1913], выдвинувшему в начале этого столетия понятие о металлогенических эпохах, представителям французской школы геологов-рудников — Л. де Лоне, а также П. Рутье [Routhier P., 1963] и др., для которых характерно особое внимание к вопросам металлогении, Д. Перейре и К. Диксону [Pereira J., Dixon C. D., 1964—1965], Р. Фолинсби [1972] и ряду других исследователей.

Авторы данной главы уже несколько раз касались рассматриваемой сейчас темы [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1964, 1965; Козеренко В. Н., 1968<sub>1,2</sub>].

В этом разделе авторы суммируют имеющийся материал по данному вопросу, а также рассматривают его главным образом на фоне необратимого развития главнейших структур Земли и геохимической эволюции внешних оболочек планеты.

В геологическом развитии континентов уже давно выделяются под разными названиями три главных этапа (Г. Штилле [Stille G., 1944], А. Н. Мазарович [1947], Е. В. Павловский, М. С. Марков [1963], Е. М. Лазько [1971] и др.), которым соответствуют три основные металлогенические эры Земли. Авторы употребляют термины, предложенные А. Н. Мазаровичем (архехрон, мезохрон и неохрон), и подчеркивают, что главнейшие этапы развития континентов характеризуются прежде всего суммой типичных для них геологических признаков и лишь затем определяются радиологическими возрастами слагающих их фор-

---

\* Глава написана совместно с Д. И. Горжевским.

маций, меняющимися в достаточно широких пределах [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1964, 1965].

Процессы литогенеза, магматизма, тектонические деформации и метаморфические преобразования протекали не одинаково на разных этапах эволюции земной коры. Характер осадочных образований, особенно древних этапов, их формационная характеристика, включающая рудно-геохимические черты, определяют важные особенности вещественного состава земной коры и, следовательно, магматических пород корового происхождения, связанных в значительной мере с процессами ассимиляции. Таким образом, древний литогенез влияет на состав интрузий и ассоциирующихся с ними эндогенных месторождений.

### ОСОБЕННОСТИ ЛИТОГЕНЕЗА

О необратимости процессов седиментации в ходе геологической истории Земли писал в своих работах Н. М. Страхов [1960—1962, 1963]. Важные данные по этой проблеме сообщены А. Б. Роновым [1972] и др. Н. М. Страховым выделено четыре основных этапа осадочного породообразования, включая доархейский. Остальные три этапа, особенности которых зафиксированы в геологической летописи, в основных чертах отвечают археохрону, мезохрону и неохрону.

Первый этап незадокументирован в геологических формациях и охарактеризовать его можно лишь опираясь на общие геологические и физико-химические соображения. На втором, археозойском этапе, по Н. М. Страхову, фотосинтеза еще не существовало и, следовательно, не было дифференциации живого вещества на царство растений и животных; свободный кислород в связи с этим отсутствовал. Однако наличие жизни в древнейших образованиях Земли подтверждается все новыми и новыми фактами. Например, интересны находки в халцедоновых черных сланцах формации Фигового Дерева, входящих в состав Свазилендской «системы» Южной Африки, возраст которой близок к 3400 млн. лет. В этих породах были обнаружены древнейшие бактерии, а также сферические образования, сравнимые с сине-зелеными водорослями. «Биологическое происхождение всех перечисленных форм несомненно» [Войткевич Г. В., Лебедко Г. И., 1975, с. 36].

В археозойском этапе в океане исчезли последние следы свободных сильных кислот и поэтому стало возможным образование карбонатных солей. Океаническая вода приобретает хлоридно-карбонатный состав. Большие количества  $\text{CO}_2$  в атмосфере и гидросфере и низкие значения рН в морях и океанах вызвали обилие растворенных карбонатов; именно эти формы характерны для переноса не только кальция и магния, но и железа и марганца. Кремнезем, железо и марганец интенсивно накапливались преимущественно в областях, отдаленных от

берега. Эту древнейшую седиментацию Н. М. Страхов именует одностадийным доломит-джеспилитовым осадкообразованием с закисными формами первичного отложения поливалентных элементов.

Об этапе мезохрона, или протерозойско-рифейском, как его называет Н. М. Страхов, имеется значительно больше геологических материалов и поэтому его можно охарактеризовать более подробно. Здесь уже отчетливо выделяются геосинклинальные зоны и платформенные единицы и на обширных площадях платформ устанавливается климатическая зональность, способствовавшая четкой дифференциации типов литогенеза на гумидный, аридный и ледовый. Вулканогенно-осадочный литогенез, резко преобладавший в древнейшем геохроне, все более замещается литогенезом экзогенных типов. Широкое развитие фотосинтеза привело к появлению значительного количества свободного кислорода и соответственного уменьшения углекислого газа в атмосфере и в гидросфере. В течение геохрона прогрессивно возрастал окислительно-восстановительный потенциал Eh; рН также увеличивалось и стало близким к нейтральному. Сероводород и самородная сера, поступающие в морские бассейны в результате вулканических эксгаляций, стали в значительной мере переходить в сульфатную форму.

Химические изменения в гидросфере привели к различным формам миграции многих металлов (железа, марганца, алюминия, кальция, никеля, кобальта и др.); они в большей степени стали переноситься в виде взвесей и осаждаться все ближе к прибрежной зоне. Формы осаждения поливалентных элементов изменились; они стали осаждаться в значительной части в высших стадиях окисления. Однако в связи с латеральными изменениями геохимической среды в бассейнах обстановка в их различных частях была не одинаковой. Поэтому в прибортовой мелководной зоне возникали окислы и гидроокислы, в более глубоководных зонах, под влиянием разлагавшегося органического вещества, создавалась восстановительная обстановка и гидроокисные формы переходили в закисные, образуя карбонаты, силикаты и сульфиды, которые мало изменялись в дальнейшем. Это приводило к зональности в строении осадочных месторождений, хорошо известной в конце мезохрона. По главным особенностям этот этап осадкообразования назван Н. М. Страховым двустадийным окисно-закисным доломит-джеспилитовым.

Данные, полученные в последнее время, существенно не изменили основные выводы Н. М. Страхова о главных особенностях древнего литогенеза, связанного со специфическими чертами докембрийской атмосферы и гидросферы. Однако в некоторых районах (например, в Южной Африке) «уже в самом древнем докембрии происходил фотосинтез» [Войткевич Г. В., Лебедько Г. И., 1975, с. 38]. Следует предполагать, пишут эти авторы, «что в раннем докембрии соотношение между кислород-

ной, углекислой и сероводородной зонами было сдвинуто в сторону последних и лишь с течением геологического времени кислородная зона завоевывала все больше и больше пространства, заняв в современную эпоху практически весь Мировой океан» [1975, с. 39].

Кроме того, важно отметить, что руды столь типичной для неохрона триады Al—Fe—Mn в археохроне и мезохроне не представляли собой единого геолого-геохимического комплекса. «В мезохроне Al продолжает, как и раньше, накапливаться вместе с кремнеземом; Fe и Mn образуют самостоятельные скопления, которые нередко совмещены в пространстве и мало разобщены во времени» [Лазыко Е. М., 1971, с. 100].

Во всех разрезах мезохрона уже отмечается присутствие углистых и битуминозных пород, иногда значительное. Как известно, важнейшей лито-геохимической функцией организмов была их способность концентрировать многие элементы, рассеянные в морской воде бассейнов седиментации. Эту их геохимическую особенность В. И. Вернадский назвал «концентрационной».

Необходимо отметить, что именно в мезохроне широким развитием начинают пользоваться стратиформные месторождения в осадочных породах (меди, цинка, олова, серебра, кобальта, урана и других металлов). Важную роль биогенных накоплений, которые, подобно урану, тесно связаны с накоплением органического углерода в осадках, неоднократно подчеркивал А. И. Тугаринов [Тугаринов А. И., Войткевич Г. В., 1970; Тугаринов А. И., 1973, 1977].

В наиболее позднем этапе — неохроне — развиваются все типы литогенеза, всесторонне охарактеризованные Н. М. Страховым [1960—1962]. Увеличивается воздействие живого вещества на геохимические процессы внешних оболочек Земли и, следовательно, на весь ход образования осадочных пород и руд. В бассейнах седиментации резко возрастает Eh и pH и воды становятся щелочными, хлоридно-сульфатными. Поливалентные элементы стали осаждаться лишь в виде наиболее окисленных соединений.

Этот этап по главным его особенностям назван Н. М. Страховым двустадийным закисно-окисным углито-карбонатно-галогенным. Основная тенденция развития земной коры от древнейших этапов к современным — последовательное сокращение площади распространения вулканических пород на континентах, несколько нарушенное лишь в мезозое — нижнем кайнозое, и рост территории, занятой осадочными образованиями (рис. 8).

А. Б. Ронов пришел к выводу о том, что в истории литогенеза, переломным, по-видимому, был средний протерозой. Именно с этим этапом связывается формирование крупных площадей древних платформ, усиление процессов биогенного осадкообразования, интенсификация процессов окисления, вызванная снижением парциального давления углекислоты

и заметным повышением парциального давления кислорода, уменьшение концентрации бикарбонатных и карбонатных ионов и, наоборот, рост концентрации сульфат-иона, переход от преиму-

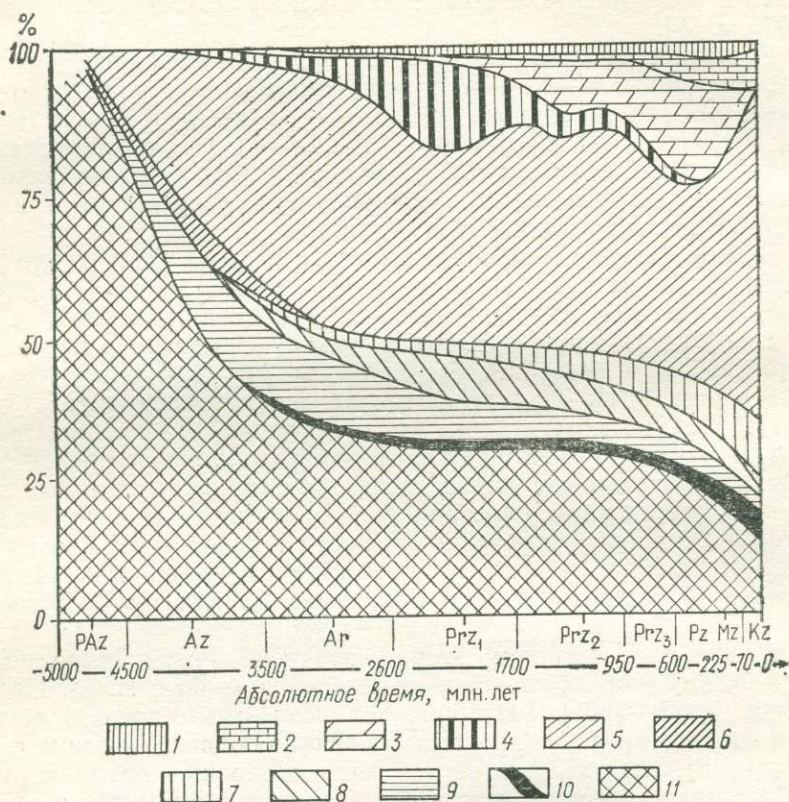


Рис. 8. Схема эволюции состава осадочных пород. По А. Б. Ронову [1964].

1 — эвапориты; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — джеспилиты и их аналоги; 5 — глины и их метаморфические эквиваленты; 6 — вторичные кварциты; 7 — кварцевые пески; 8 — аркозы; 9 — граувакки; 10 — наземные эффузивы; 11 — подводные, преимущественно основные эффузивы

ущественно джеспилитового осадкообразования к широкому развитию доломитового карбонатакопления и, наконец, появление первых эвапоритов.

### ОБ ЭНДОГЕННЫХ РУДОНОСНЫХ КОМПЛЕКСАХ ГЛАВНЕЙШИХ ГЕОХРОНОВ ЗЕМЛИ

Магматические и метаматические процессы трех главных геохронов Земли существенно различаются. Древнейшему этапу — археохрону — прежде всего свойственно тесное перепле-

тение процессов магматизма и метаморфизма. Именно среди этих древнейших комплексов выделяется значительная группа пород, при анализе происхождения которых невозможно провести четких граней между процессами магматизма и метаморфизма. Наиболее типичны в этом отношении смешанные магматически-метаморфические породы — мигматиты, характеризующиеся чрезвычайно большим разнообразием состава и строения. Они связаны с зонами ультраметаморфизма, что образуют крупные поля без четких границ; в краевых их частях выявляются постепенные переходы к окружающим их различным высокометаморфизованным породам [Лазько Е. М., 1971, с. 54].

В зависимости от степени метаморфического преобразования пород субстрата Ю. А. Кузнецов [1964] выделяет два формационных типа: 1) формация мигматитов амфиболитовой фации и 2) формация мигматитов фации гиперстеновых гнейсов; с первой ассоциируют анатектиты гранитного состава, со второй чарнокиты.

Среди комплексов археохрона широко распространены гранито-гнейсы. Эти породы гранитоидного состава, судя по их взаимоотношениям с вмещающими метаморфическими комплексами, в основном образовались также в результате ультраметаморфических преобразований, носящих общее название гранитизации. Этот по-разному трактуемый процесс наиболее характерен для пород археохрона. Среди петрологов, как известно, высказываются две основные точки зрения на сущность процессов гранитизации.

Первую точку зрения, широко распространенную за рубежом, развивал у нас в стране Н. Г. Судовиков, и она четко выражена в его монографическом исследовании, посвященном проблемам регионального метаморфизма [1964]. По представлениям этого исследователя, гранитизация — это метасоматический процесс, при котором породы не проходят магматической стадии.

Интересные фактические данные, полученные в результате наблюдений, произведенных в западной части Алданского кристаллического массива, приведены в работе Е. М. Лазько [1971, с. 52]. Он проследил все стадии процесса щелочного и щелочно-кремнекислого метасоматического воздействия на различные породы, начинающегося явлениями фельдшпатизации и заканчивающегося в конце концов гранитизацией. Е. М. Лазько обосновал вывод о том, что фельдшпатизацию можно рассматривать как начальную стадию процесса, а гранитизацию — как его конечную стадию.

Говоря о типичных признаках подобных гранито-гнейсов, Е. М. Лазько подчеркивает следующие их особенности: количественные взаимоотношения их главных породообразующих минералов подвержены значительным колебаниям, что выражается прежде всего в непостоянном содержании кварца, в различных

соотношениях калиевого полевого шпата и плагиоклазов. Ряд признаков, касающихся как состава подобных гранито-гнейсов в целом, так и отдельных их участков, а также их структурно-текстурные особенности тесно связывают эти породы с вмещающими толщами. Е. М. Лазько пишет: «в ряде случаев удалось проследить постепенные переходы от таких гранито-гнейсов к вмещающим гнейсам и кристаллосланцам» [1971, с. 55]. Гранито-гнейсы чаще всего слагают согласные массивы, выявляемые на разных стратиграфических уровнях; они часто сливаются друг с другом и образуют иногда очень крупные гранито-гнейсовые поля.

Е. М. Лазько [1971, с. 57] приходит к общему выводу: «регионально проявленные процессы щелочного метасоматоза являются одной из самых типичных особенностей глубоких метаморфических преобразований осадочных и осадочно-вулканогенных пород в архейскую эру».

Однако существуют и другие представления о природе гранитизации. Д. С. Коржинский считает, что в основе этого процесса находится магматическое замещение, происходящее под влиянием «сквозьмагматических» растворов [Коржинский Д. С., 1962]. По мнению этого ученого, метасоматическим путем могут образовываться лишь гранитовидные породы и только за счет образований, близких по составу к гранитам.

Авторы считают, что в данном случае это не разная трактовка одного и того же процесса, а характеристика различных процессов образования гранитов или гранитовидных пород.

Высказывания о процессе метасоматического образования гранитовидных пород подтверждены наблюдениями; установлено, что эти явления особенно характерны для архея и вообще для всего докембрия; в более молодых комплексах фанерозоя он развит весьма локально. Процесс, рассмотренный Д. С. Коржинским, касается формирования крупных массивов «настоящих» гранитов — гранитов интрузивного происхождения, описанных Ю. А. Кузнецовым [1964] в качестве ряда батолитовых гранитоидных формаций, которые характерны для докембрия и особенно для фанерозоя.

Среди древнейших формаций гранитоидных образований широко распространены анатектические (палингенные) породы. В их формировании большую роль играет селективное плавление, при котором в расплав переходят прежде всего легкоплавкие компоненты, близкие гранитной эвтектике. Массивы этих гранитоидов отличаются обычно небольшими размерами; они образуют бескорневые тела неправильной или пластообразной формы, чаще всего характеризуются постепенными переходами с вмещающими породами и лишь иногда отличаются четко выраженными секущими контактами. Среди них встречаются различные по составу гранитоиды — от кварцевых диоритов и гранодиоритов до нормальных гранитов. Они обычно не имеют ясно

выраженных признаков кристаллизации из магматических расплавов, структура их в основном гранобластическая. В них встречаются в качестве породообразующих такие минералы, мало характерные для «нормальных» гранитов, как гранат, гиперстен, графит, входящие обычно также в состав вмещающих гнейсов и кристаллосланцев. К этому ряду относятся чарнокиты, которые, по Ю. А. Кузнецову, встречаются в древнейших комплексах архея, развиты на всех без исключения щитах и приурочены лишь к породам гранулитовой фации метаморфизма.

Таким образом, среди древнейших пород гранитоидного состава, относящихся к комплексам археохрона, преобладают метасоматические и палингенные образования. Они часто составляют крупные поля гранито-гнейсов и мигматитов. Само их происхождение весьма ограничивает возможность нахождения в связи с ними сколько-нибудь значительных постмагматических месторождений [Козеренко В. Н., Лазько Е. М., 1956].

В последнее время среди древнейших образований Западной Гренландии (3700—3750 млн. лет) обнаружены рудоносные анортозиты, которые Б. Виндлеем [Windley В. Е., 1970] выделены в особый третий тип, отличающийся от известных Адирондакских и Бушвельдских формаций аналогичного состава. В химическом отношении анортозиты близки к лунным породам такого же состава. Они выявлены не только в западной, но и юго-восточной Гренландии, в Шотландии, в Южной Африке, на о. Мадагаскар, в Индии. В западной Гренландии возраст этого анортозитового комплекса определен в 3210 млн. лет; изучая другие подобные комплексы, установили, что их возраст может достигать 3500 млн. лет и более.

Анортозиты этого типа отличаются не только присутствием хромитов, но и повышенным содержанием хрома в темноцветных минералах. В связи с этими комплексами «возникает реальная возможность нахождения магматических месторождений титана, хрома, платиноидов» [Войткевич Г. В., Лебедько Г. И., 1975, с. 204]. В настоящее время подобные анортозитовые массивы с месторождениями хрома выявлены на о. Мадагаскар, в Южной Африке и в Гренландии.

Особое значение для металлогении имеют так называемые зеленокаменные пояса, которые в тех или иных масштабах выделяются в составе всех древних щитов. В пределах этих зон, кроме зеленокаменных пород или их более метаморфизованных аналогов амфиболитовой фации, всегда присутствуют прорывающие их граниты и гранито-гнейсы; к ним приурочены важные по своему значению золотые месторождения древней золоторудной формации, а также медноколчеданные и медно-цинко-колчеданные месторождения.

Выделение подобных зон имеет особое значение не только для выяснения особенностей металлогении археохрона, но и для

выявления главнейших геологических черт этого древнейшего геохрона, поэтому остановимся на этом вопросе подробнее.

Возраст зеленокаменных поясов колеблется в значительных пределах, но последние данные непреложно свидетельствуют о том, что значительное их число приурочено к нижней части археохрона и датируется возрастом 3500—3000 млн. лет. Интересный материал по этой проблеме опубликован Б. Г. Лутцем [1978] и В. М. Моралевым [1978].

В структурном отношении зеленокаменные пояса представляют собой сложные сжатые синклинии, вероятно формировавшиеся в прогибах типа трогов. Одни исследователи рассматривают зеленокаменные пояса как древнейшие эвгеосинклинали, другие [Моралев В. М., 1978] подчеркивают отличительные специфические особенности зеленокаменных поясов древнейших этапов развития Земли. Так, в отличие от более молодых эвгеосинклиналей, в них практически отсутствуют орогенные геологические комплексы и рудные месторождения средних и поздних этапов, т. е. характерны редуцированные геологические и металлогенические циклы. Кроме того, зеленокаменные пояса не обрамлены внешними системами миогеосинклиналей или терригенных прогибов, хотя уже в археохроне земная кора дифференцируется и образуются крупные участки, особо насыщенные в разной степени метаморфизованными основными (и частично ультраосновными) вулканитами, и блоки, в которых преимущественно развиты гранито-гнейсы, различные кристаллосланцы, чарнокиты, гранулиты, кварциты и лишь в относительно малых количествах метаморфизованные вулканиты основного состава.

Наиболее древние зеленокаменные пояса выявлены в Южной Африке, где их возраст определен в 3,5 млрд. лет. Особый интерес в этом регионе представляет изучение свазиландского зеленосланцевого пояса нагорья Барбертон в пределах Трансваальского (Каапвальского) щита. Древнейшая серия развитого здесь комплекса в больших количествах содержит ультрабазиты и измененные ультраосновные вулканиты, а также «поразительно свежие неметаморфизованные глинистые сланцы, имеющие возраст древнее 3000 млн. лет» [Тектоника Африки, 1973, с. 490]. Ввиду отсутствия сколько-нибудь значительного метаморфизма сохранились определенные структурно-текстурные признаки вулканитов, а это позволило выявить особенности строения всего пояса. В основании пояса выделяется офиолитовый комплекс — ультрабазиты в сочетании с пиллоу-лавами и силикатными осадками (серия овервоч). Выше залегает толща, включающая туфоконгломераты, туфолавы и граувакки. Кроме пород основного и ультраосновного состава, здесь наблюдаются и кислые лавы, т. е. это возможный аналог спилит-кератофитовой формации. Перекрывающий ее осадочный комплекс сложен метапесчаниками, метаграувакками, кварц-полевошпатовыми сланцами и джеспилитами. Таким образом, строение

свазилендского зеленокаменного пояса аналогично строению эвгеосинклиналей более молодых эпох с офиолитовой группой внизу, спилит-кератофитовой зеленосланцевой формацией в средней части и группой осадочных пород с джеспилитами в верхней части. Залегает зеленокаменный пояс Свазиленда на гранито-гнейсовом основании [Лутц Б. Г., 1978].

Аналогичное наблюдается в пределах Родезийского щита. Развитый здесь зеленокаменный пояс также подразделяется на нижний комплекс ультрабазитов, толеитовых лав и диабазов Себаквийской серии, вышезалегающую зеленосланцевую свиту вулканогенных образований спилит-кератофитовой формации булавайской серии и венчающие разрез граувакки, филлиты, известняки и железистые кварциты Шамвайской серии. Основанием зеленокаменного пояса, так же как и в предыдущем случае, служат гранито-гнейсы. Возраст зеленокаменных пород определен здесь в 3250 млн. лет.

Отмеченные зеленокаменные пояса Южной Африки совпадают с наиболее крупной золоторудной провинцией мира, в пределах которой весьма широко развиты месторождения древней золоторудной формации. Именно эти месторождения служили главным источником для формирования грандиозных золото-урановых месторождений — древних конгломератов Витватерсранда.

В Западной Австралии заложение зеленокаменных поясов произошло несколько позже, на рубеже около 3 млрд. лет. Здесь значительно большую площадь, по сравнению с Южной Африкой, составляют гранито-гнейсы основания. В хорошо изученной провинции Калгурли около 70 % площади занимают гранито-гнейсы и лишь 30 % — узкие линейные зеленокаменные пояса. Они включают ультрабазиты, высокомагниевого базальтовые коматиты, низкоглиноземистые толеиты, в подчиненном количестве кислые вулканыты. С вулканогенными породами переслаиваются осадочные образования — джеспилиты, граувакки, различные песчаники и, наконец, конгломераты. Породы этих поясов метаморфизованы в фации зеленых сланцев. В основании офиолитовой серии выявлены метаконгломераты; возраст натровых плагиогранитов из галек этих конгломератов 3—3,1 млрд. лет [Лутц Б. Г., 1978].

В пределах Канадского щита зеленокаменные пояса распространены достаточно широко, но заложены они позже указанных выше, около 2,8 млрд. лет тому назад. В провинции Суперитор зеленосланцевый комплекс Киватин слагается мощной толщей вулканогенных пород преимущественно толеитового состава, туфов с подчиненными кислыми эффузивами. Вышезалегающая серия Тимискаминг состоит по преимуществу из осадочных пород. В других провинциях Канадского щита выявляются стратиграфические аналоги как Киватина, так и Тимискаминга. В ряде мест описаны гнейсы, составляющие основание зеленокаменных поясов Канады.

На некоторых регионах подобные зеленокаменные пояса или их близкие аналоги выявлены уже в протерозое, следовательно, они должны быть уже отнесены к мезохрону (карелиды Балтийского щита, биримий Западно-Африканского щита и др.).

Б. Г. Лутц [1978] специально рассмотрел раннедокембрийские сиалические комплексы, служащие основанием зеленокаменных поясов, кратко охарактеризованных выше. Они представлены главным образом формацией кислых метаморфических пород гранулитовой фации и формацией тоналитовых плагиогнейсов амфиболитовой фации метаморфизма. На основании геохимических данных этот исследователь приходит к выводу, что эти породы основания характеризуют начальную стадию формирования континентальной коры; их современные аналоги — базальт-андезит-дацитовые серии островных дуг.

Хорошо известна тесная пространственная связь древнейших зеленокаменных поясов и золоторудных провинций; в них развиты месторождения, которые С. Д. Шером отнесены к кварцевой и сульфидно-кварцевой формации; эти рудные образования имеют большое экономическое значение. Если исключить из рассмотрения кайнозойские россыпи и древние золотоносные конгломераты, то доля провинций археохрона (без учета данных по СССР) составит не менее половины от всей золотодобычи [Шер С. Д., 1974, с. 193]. Эти расчеты показывают, какое выдающееся значение имеют золоторудные месторождения археохрона, поэтому следует очень внимательно отнестись к выяснению проблемы их происхождения и закономерностям пространственного размещения.

В этой связи представляются особенно важными выводы многих исследователей, подчеркивавших органическую связь древних месторождений золота с основными вулканическими породами [Щербаков Ю. Г., 1967; Тугаринов А. И., 1973, 1977; и др.]. Приуроченность золотых рудных залежей к основным породам архея не следует считать неожиданностью. «Золото образует наиболее древние залежи из всех известных месторождений полезных ископаемых... Эти месторождения, связанные с зеленокаменными толщами архея, являются результатом интенсивного изменения основных пород, отличавшихся повышенным содержанием золота... В более молодые эпохи, когда появились массовые остаточные месторождения золота в виде россыпей, эндогенные золотопроявления все больше стали ассоциироваться с гранитами, поскольку возникавшие исключительно за счет расплавления земной коры магмы в некоторых случаях обогащались золотом и порождали связанные с ними полиминеральные месторождения» [Тугаринов А. И., 1973].

Таким образом, явления переотложения занимали, надо думать, очень важное место в формировании древнейших золото-

рудных месторождений. «Агентами» подобного переотложения служили в значительной мере граниты интрузивного происхождения и связанные с ними газОВО-жидкие растворы.

Особый интерес представляют исследования Р. П. Вилджоена и др. [Viljoen R. P. e. a., 1969, 1970], проведенные в районе Барбертон в Южной Африке. Ими установлено, что золото связано с потоками основных лав (где его содержится 0,02 г/т) и, следовательно, имеет мантийное происхождение. Образование промышленных золото-кварцевых месторождений обусловлено последующими процессами мобилизации и переотложения рудного вещества метасоматическими растворами, характеризовавшимися высокими содержаниями летучих компонентов; локализация месторождений определялась благоприятными структурными условиями.

Необходимо отметить еще одну важную черту всех золото-рудных провинций и районов археохрона. Вулканогенные комплексы, развитые в их пределах, отличаются относительно низкими степенями метаморфизма, по преимуществу зеленосланцевыми. Ультраметаморфизм и другие высокие ступени метаморфизма ведут в большинстве случаев к рассеянию и выносу значительной части рудных компонентов и лишь некоторые из них фиксируются в подобных высокометаморфизованных комплексах. Так, в связи с суперкrustальными комплексами археохрона ассоциируют метаморфогенные месторождения титана, связанные с гранулитовой фацией метаморфизма, в частности, месторождения рутила и в меньшей степени ильменита.

Особый интерес представляет изучение плутона Монче-Тундры на Кольском полуострове, приуроченного к архейским образованиям и представленного разнообразными породами — от оливиновых пироксенитов и норитов до альбитофиров. Возраст свинца из сульфидных руд этого месторождения, установленный модельным свинцовым методом изотопного состава, дал цифры в 3 млрд. лет. Близкие значения получены свинцово-изохронным методом — 3000—3100 млн. лет [Войткевич Г. В., Лебедев Г. И., 1975, с. 111—112]. Таким образом, по имеющимся данным, на участке месторождения обнаружен древний комплекс археохрона со значительным медно-никелевым оруденением. Высказываемые ранее предположения о протерозойском возрасте оруденения были связаны с неверной датировкой некоторых свит района и гипотетическими представлениями, которые в процессе дальнейших исследований были опровергнуты [Войткевич Г. В., Лебедев Г. И., 1975, с. 112].

В результате тщательного изучения зеленокаменных поясов ряда регионов в последнее время выявлен новый важный формационный тип никелевых месторождений (рис. 9), это руды эксгаляционного типа, связанные с коматиитами, вулканитами ультраосновного состава и подводного происхождения, встречающиеся только в архее [Тугаринов А. И., 1977].

Имеющиеся данные позволяют сделать вывод, что уже в верхней части археохрона достаточно широко распространены гранитоидные породы интрузивного происхождения. Их присутствием или отсутствием определяются важные металлогенические особенности различных провинций и районов [Козеренко В. Н., Лазыко Е. М., 1956]. Движение магматических расплавов — определяющее условие их достаточно полной дифференциации и образования различных магматогенных месторождений. Возраст этих гранитов 2600—2500 млн. лет, и их образование завершает длительную и сложную историю формирования древнейших структур Земли.

С этими гранитоидными массивами связаны в ряде случаев крупные месторождения редкометальных пегматитов (Бикита и др. в Южной Африке, Берник-Лейк в Канаде, аналогичные образования в СССР). Крупное пегматитовое поле месторождения Бикита расположено в краевой части Родезийского щита; грейзенизированные пегматитовые тела приурочены к зеленокаменным образованиям и метаосадочным породам булавайской системы. Это пегматитовое поле, как и другие подобные месторождения, содержит крупные запасы лития, цезия, бериллия; в подчиненных количествах в подобных месторождениях встречаются тантало-ниобаты, радиоактивные минералы и касситерит.

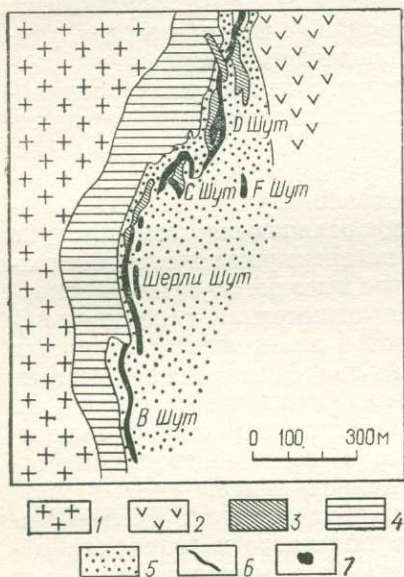


Рис. 9. Геологическая карта месторождения Маунт Виндарра. По А. И. Тугаринову [1977].

1 — граниты и гранитоиды; 2 — метабазальты; 3 — интрузии основного состава; 4 — железорудная формация; 5 — породы ультраосновного состава; 6 — сланцевые горизонты; 7 — месторождения никеля

Комплексы мезохрона характеризуются уменьшением интенсивности вулканизма и замещением вулканогенных пород осадочными в более молодых сериях. Важно отметить, что породам этого геохрона свойственно большое формационное разнообразие вулканогенных парагенезисов: кроме формаций, аналогичных спилит-кератофировым, установленным и в других местах развития комплексов археохрона, здесь выявлены вулканогенные формации, которые уверенно можно отнести к группе, описанной Ю. А. Кузнецовым [1964] под названием базальт-андезит-липаритовой. Вулканисты этой формационной группы, среди которых широко развиты, а в ряде случаев и преобладают, кислые разно-

сти, тесно связаны с обломочными породами, иногда пестроцветными, образовавшимися в прибрежно-морских и континентальных условиях. Таковы, например, некоторые комплексы среднетерозойского возраста Прибайкальского прогиба, Байкальской горной области и внутренних частей Байкало-Витимского поднятия, некоторые протерозойские комплексы Карелии и ряда других регионов.

Глубинные магматические и метамагматические образования мезохрона характеризуются разнообразием типов. По сравнению с комплексами археохрона здесь уменьшается плотность метасоматических и палингенных гранитов и увеличивается роль пород интрузивного происхождения. Еще одна отличительная черта этого отрезка геологической истории — широкое развитие интрузивных образований, сформировавшихся в платформенных и неплатформенных условиях. Впервые (примерно в середине мезохрона) появляются щелочные магматические породы, возникающие обычно в структурах полуплатформенного характера и отличающиеся, как известно, специфической минерализацией. При анализе особенностей интрузивных образований ряда складчатых систем выявляются достаточно определенные различия интрузивных образований, расположенных во внутренних эвгеосинклинальных и внешних миогеосинклинальных зонах. Для Байкальской горной страны, например, это четко показано Л. И. Салопом [1964, 1967].

Металлоносность гранитоидного ряда мезохрона отличается от более древних комплексов археохрона большим разнообразием.

Среди многих моментов, определяющих возможность возникновения рудных месторождений олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, меди, кобальта, тантала и ниобия, редких элементов и редких земель и других металлов, ассоциирующихся с гранитной магмой, по-видимому, три фактора имеют решающее значение: 1) исходный состав осадочно-вулканогенных толщ, с характерной для них концентрацией тех или иных металлов, подвергшихся гранитизации (в широком понимании этого термина); 2) относительное количество летучих (воды, углекислого газа и многих других) в кислых магматических расплавах; 3) полнота дифференциации гранитоидных комплексов, определяемая прежде всего тектоническими причинами.

Месторождения урана в основном локализируются в комплексах мезохрона, особенно датированных 2500—1700 млн. лет. По подсчетам ряда исследователей месторождения именно этой эпохи составляют 65 % суммарных запасов урановых руд капиталистических стран. «Эта ураноносная эпоха связана главным образом с тектонической активностью и массовой гранитизацией, что привело к образованию пегматитовых и гидротермальных месторождений, а также вызвало переотложение и перераспределение рудных материалов, ранее возникших осадочным путем

в результате эрозии чрезвычайно древних континентальных ядер» [Войткевич Г. В., Лебедев Г. И., 1975, с. 184]. Очень большое значение для металлогении мезохрона имеют дифференцированные основные магматические комплексы, по преимуществу с мантийным источником. Именно с ними связаны очень крупные запасы хрома, платины и других платиноидов, титана (с ванадием), никеля и меди и других ассоциирующих с ними металлов, а также колчеданных медно-полиметаллических руд. Среди них выделяются протогеосинклинальные формации спилит-кератофитового и базальт-андезит-липаритового рядов, сопровождаемые древними месторождениями колчеданного типа (обычно значительно видоизмененными процессами метаморфизма), и разнообразные платформенные и полуплатформенные формации дифференцированных основных пород. Последние имеют очень важное металлогеническое значение и заслуживают более подробного рассмотрения.

Среди расслоенных основных — ультраосновных пород, внедрившихся уже в платформенных или близких к ним условиях, выделяются три главнейших формации: 1) разнообразных пород, от ультраосновных до кислых, бушвельдского типа, 2) подобных же образований основного — ультраосновного состава (типа Садбери) и 3) анортозитовая. Так как эти формации являются древними платформенными образованиями, возникшими в результате дифференциации основной магмы, то их следует рассматривать в качестве аналогов (или скорее гомологов) трапповых серий молодых платформ, так же часто интенсивно дифференцированных и обладающих не только сходным составом и тектонической позицией, но и во многом похожей металлогенией.

Формация бушвельдского типа (Бушвельд, Южная Африка), Стилуотер (Северная Америка), комплекс Кеми в Финляндии, комплексы провинции Квинсленд в Австралии и др. характеризуются крупными (а иногда грандиозными) запасами хромитов, платины (и платиноидов), титаномагнетитов (с ванадием), а также наиболее полной дифференцированностью.

Формация Садбери расслоенных основных и ультраосновных пород представлена в основном норитами, габбро, перидотитами, пироксенитами, отличается меньшей степенью дифференцированности по сравнению с предыдущей, но распространена более широко (Садбери и Манитоба в Канаде, Дулут в США, многочисленные районы в пределах Балтийского щита, Финляндия и СССР) и др. Так же как и комплексы формации бушвельдского типа, интрузивные тела этой формации представлены лополитами, лополитоподобными и межпластовыми залежами. С этой формацией ассоциируются сложные сульфидные медно-никелевые месторождения с платиной и легкими платиноидами и рядом сопутствующих металлов.

Формация анортозитов или габбро-анортозитов представлена главным образом породами основного состава и характеризуется

наименее полной дифференциацией основной магмы. Кроме наиболее типичных пород анортозитов (лабрадоритов) и габбро, формации свойственны габбро-сиениты, габбро-нориты, нориты и олигоклазиты; ультраосновные породы в составе формации встречаются в резко подчиненных количествах. Важно подчеркнуть, что типично выраженные породы анортозитовой формации, упоминавшиеся уже в комплексах археохрона, характерны и для мезохрона и больше не повторялись в истории развития земной коры. В своем типичном выражении формация представлена в Адирондаке (США), на Алданском щите, в пределах Украинского щита и во многих других местах. С анортозитовой формацией ассоциируют титаномагнетитовые месторождения (с ванадием).

Кроме формаций, представленных главным образом основными и ультраосновными породами, для платформенного этапа развития комплексов мезохрона типична формация гранитов рапакиви. Эти граниты, как известно, характеризуются очень своеобразными текстурными и структурными признаками и особенно петрохимическими чертами, резким преобладанием железа над магнием и калия над натрием. В. С. Соболев и А. А. Полканов в ряде работ пришли к выводу, что подобные геохимические особенности вообще свойственны гранитам, образовавшимся в платформенных условиях; кроме того, эти граниты обогащены фтором. В составе формации наряду с другими гранитами обычно участвуют лабрадориты, габбро, иногда габбро-нориты и габбро-монциты, а в ряде случаев даже эффузивные и жильные образования. Породы этой формации широко распространены в пределах Балтийского, Украинского и многих других щитов.

Советские петрологи, всесторонне изучавшие эту формацию, пришли к единодушному выводу, что возникновение этого комплекса связано с селективным плавлением на глубине кислых пород древнего фундамента платформ, под влиянием крупных масс базальтовой магмы.

С гранитами рапакиви в пределах Балтийского щита некоторые исследователи связывают оригинальные оловоносные образования, в которых вторичная касситерит-кварцевая минерализация наложена на скарны [Лугов С. Ф., 1976], а на Украинском щите в них залегают многочисленные тела камерных пегматитов с морионами (как уже отмечалось, указанная оловянная минерализация имела первично стратиформный характер).

В заключение характеристики рудоносных комплексов мезохрона необходимо кратко остановиться на магматических образованиях, с которыми ассоциируют месторождения золота этого отрезка геологической истории.

В ряде золоторудных провинций и районов в комплексах мезохрона выявляется обстановка, характерная и для более древних образований: золоторудные месторождения приурочены

к зеленокаменным толщам относительно низких фаций метаморфизма — главным образом зеленосланцевой и примыкающей к ней амфиболитовой субфации; рудные концентрации золота связаны с процессами как метаморфизма, так и, вероятно, гидротермального переотложения, источником которого являются рвущие эти комплексы граниты. Типичный пример — крупная золоторудная провинция Ганы в Африке, в пределах которой золоторудные месторождения приурочены к терригенным зеленокаменным комплексам Бирримия нижнепротерозойского возраста, а территория в целом, по сравнению с окружающими площадями, отличается повышенным количеством основных вулканитов.

Однако значительное число золоторудных месторождений мезохрона приурочено к контактовым зонам гранитов, расположенных вне очевидной связи с зеленокаменными породами.

Хорошим примером может служить крупное месторождение Хомстейк в шт. Южная Дакота (США), приуроченное к зоне интенсивно дислоцированных пород, представленных биотитовыми сланцами, кварцитами и доломитами. С прорывающими этот комплекс гранитами ассоциируют пегматиты, возраст которых определен примерно в 1620 млн. лет; возраст галенитов, непосредственно приуроченных к золотоносным кварцевым жилам, 1500—1700 млн. лет, что и позволяет отнести оруденение к гранитному массиву с пегматитами.

В Южной Америке, в Бразилии, ряд месторождений золота (в том числе крупные месторождения Морру-Велью) связан с комплексами серии Минас, представляющими собой в основном метаморфизованные осадочные породы — железистые кварциты, углистые сланцы и другие. Месторождения обычно находятся вблизи контактов с прорывающими их гранитами.

Эти и многочисленные другие примеры позволяют выделить уже в мезохроне группу «гранитогенных» золоторудных месторождений, которые широко развиты затем в неохроне. Обобщения С. Д. Шера [1974] позволяют сделать вывод о том, что многие золоторудные месторождения мезохрона не могут быть увязаны с какими-либо комплексами магматического происхождения, и по геологической обстановке их образования можно сделать вывод, что их возникновение связано с процессами регионального метаморфизма рудовмещающих толщ.

Таким образом, в отношении эндогенных месторождений золота (а, по-видимому, это касается и других металлов) мезохрон — переходный этап, в течение которого на некоторых участках продолжают процессы, типичные для археохрона, а в целом в нем широко развиты и имеют большое значение для процессов рудообразования явления регионального метаморфизма.

Границу мезохрона с неохроном вероятней всего следует проводить на уровне 1100—1200 млн. лет. Именно к этому времени заканчивается развитие геосинклинальных поясов среднего про-

терозоя, что особенно четко проявляется в пределах весьма обширных и относительно хорошо обнаженных полей докембрийских образований Африканского континента. К такому же выводу на основании анализа материалов по Советскому Союзу пришел Е. М. Лазько [1971]. Образования позднего докембрия (верхнего протерозоя, рифея), которые авторы в отличие от некоторых исследователей исчисляют именно с этого рубежа, обычно уже ближе к образованиям неохрона, чем к более древним комплексам.

В позднем докембрии породы гранитоидного ряда становятся типичными формациями геосинклинальных структур. Они в огромном большинстве случаев представлены породами магматического происхождения; метасоматические и палингенные образования среди них редки и приурочены к локальным специфическим структурам. Таким образом, гранитные формации, широко развитые на платформах мезохрона, начиная с верхнего докембрия «оставляют» эти структуры в неохроне и смещаются в геосинклинальные области или приурочиваются к специфическим нарушенным участкам платформ — зонам тектоно-магматической активизации (в ряде случаев эти граниты неверно именуются «платформенными»).

Магматические образования геосинклинальных систем неохрона чрезвычайно разнообразны. Кроме того, именно в неохроне начинают широко развиваться специфические структуры — области и зоны тектоно-магматической активизации, в пределах которых распространены магматические формации, как сходные с геосинклинальными (формации гранитоидных пород и малых интрузивных тел существенно кислого состава), так и резко специфические (карбонатиты, кимберлиты, иногда рудоносные щелочные комплексы). Этим и определяется чрезвычайно разнообразие магматических рудных формаций неохрона.

Именно для геосинклинальных систем этого этапа разработаны представления о стадийном развитии тектонических, магматических и металлогенических особенностей геосинклинальных структур, хорошо известные по работам Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова и многих других. В работах В. И. Смирнова [1962 и др.] выдвинуто также чрезвычайно важное положение о типах геосинклиналей, которые определяют их металлогенические отличия.

Авторы считают, что при металлогенической характеристике геосинклинальных систем на первом месте должны быть поставлены именно типы этих наиболее тектонически подвижных структур, и их выделение должно базироваться на формационном принципе; типы следует выделять прежде всего по особенностям характерных для них рудоносных формаций.

Типично выраженные весьма крупные области тектоно-магматической активизации известны с верхов докембрия — низов палеозоя. Именно к этой возрастной группе относятся крупные

Восточно-Африканская и Восточно-Бразильская области активизации, далее развивающиеся в палеозое, мезозое и частично в кайнозое; в этих областях установлены прежде всего редкометалльная минерализация и крупные месторождения цветных металлов. Чрезвычайно значительные по площади области тектономагматической активизации характерны для мезозойско-кайнозойского этапа; наиболее широко они проявились в Восточной Азии, где с ними связаны в основном крупные месторождения олова, вольфрама, молибдена, сурьмы, свинца и цинка, а также ртути и других металлов.

Магматические рудоносные формации неохрона, приуроченные как к геосинклинальным структурам, так и областям тектономагматической активизации, чрезвычайно многообразны по составу и металлогенической специализации. Магматических формаций платформ неохрона, наоборот, немного, хотя иногда они характеризуются значительным оруденением. Это дифференцированные траппы, с которыми связаны сульфидные медно-никелевые месторождения норильского типа и месторождения титаномагнетитов и железных руд. С траппами увязываются и некоторые другие месторождения (полиметаллических руд, исландского шпата и др.).

Неохрон — этап расцвета и крайнего разнообразия различных рудных формаций гидротермального и гидротермально-пневматолитового происхождения, связанных с гранитоидами. Здесь распространены золото-сульфидные кварцевые жилы и штокверки, зоны сульфидной вкрапленности и скарны с наложенной сульфидной и золотой минерализацией, которые фиксируются в широком интервале времени, охватывающем весь неохрон. Широко развиты скарновые месторождения железа (иногда с кобальтом), вольфрама, молибдена, меди и других металлов (Горная Шория, Закавказье, Средне-Азиатская провинция, Тырнауз на Северном Кавказе, Турьинские месторождения Северного Урала и др.), а также оловорудные месторождения касситерит-кварцевой формации, дающие значительную часть оловянных концентратов. Особенно обильны они в позднем неохроне, в мезозое. Месторождения указанного типа и возраста образуют наиболее крупные оловорудные провинции Восточной и Юго-Восточной Азии, а более древние месторождения (палеозойские) характерны для западных районов (Центральная Азия, Европа). Близка к этой формации и вольфрамит-кварцевая, часто образующая с касситерит-кварцевой переходные типы. Вольфрамит-кварцевая формация распространена шире касситерит-кварцевой и часто образует месторождения переходного характера с молибденит-кварцевой формацией; последняя формирует во многих случаях и самостоятельные рудные скопления. Все эти формации тесно связаны с гранитами.

Следует особо подчеркнуть специфические черты магматических процессов мезозоя—кайнозоя (позднего неохрона).

Именно для этого этапа характерна резкая глобальная активизация рифтогенеза и вулканизма, которая, по данным Е. Е. Милановского [1978], согласуется с современными моделями термической истории первично холодной Земли. Этот этап грандиозного вулканизма на континентах и океанах датируется примерно в 200—50 млн. лет. В позднем неохроне широко распространены месторождения касситерит-силикатной и касситерит-сульфидной формаций, ассоциирующиеся с малыми интрузивами переменного состава. Они особенно характерны для районов, прилегающих к Тихому океану. Со сложными плутоновулканическими комплексами преимущественно кислого состава ассоциируются специфические оловянно-серебряные месторождения Боливии и некоторые примыкающие к ним типы (в Мексике и других районах).

С подобными вулканогенно-плутоническими комплексами ассоциируются сложные по минеральному составу рудные образования, в которых ведущую роль играет вольфрам. К числу подобных месторождений, например, относится шеелит-ферберит-стибнитовая формация (часто с киноварью), широко развитая в Кордильерах. Важное промышленное значение имеют кварц-молибденит-серицитовая и кварц-халькопирит-серицитовая формации прожилково-вкрапленных руд, особенно характерные для позднего неохрона и ассоциирующие с габбро-диорит-гранодиоритовой серией пород и ее щелочными аналогами (габбро-сиенит-диоритовой, габбро-сиенит-монцонитовой и др.). Несмотря на то что достаточно крупные месторождения этих формаций зафиксированы и в палеозое (Коунрад, Бошекуль, Алмалык в СССР), наибольшее число месторождений имеет более молодой возраст (Кляймакс, Гендерсон, Квеста в США, Чукикамата и Браден в Чили, Калжаран в СССР и многие другие).

Характерны также жильные медные и медно-мышьяковые месторождения халькозин-борнит-энаргитовой формации (Бьют в США, шт. Монтана, Бор в Югославии).

Специфические рудные образования позднего неохрона — золото-серебряные месторождения так называемой «юной» формации (Голдфилд, Крипл-Крик, Комсток и др. в США, некоторые месторождения Мексики и Южной Америки, месторождения Карпат, Закавказья в СССР, Японии и др.), связанные с вулканоплутооническими ассоциациями пород липарит-дацит-андезитового ряда. С вулканическими комплексами мезозойского и кайнозойского возраста связаны также крупные месторождения флюорита «западные штаты США, Мексика и др.), а также бертрандитовые месторождения бериллия.

Для позднего неохрона характерны весьма важные в промышленном отношении месторождения киноварной формации (часто с сурьмой). Представители ее — крупные месторождения ртuti в Италии (Монте-Амиата), в Югославии (Идрия),

Алжире, а также относительно мелкие месторождения в США, Чили, Перу, Индонезии, Японии, Новой Зеландии и т. д.

Из неметаллических месторождений для позднего неохрона характерны вулканогенные месторождения серы (Италия, Япония, СССР, Камчатка и др.) и вулканогенно-осадочные месторождения бора (Крамер в США и др.).

В заключение приведем краткие сведения об эволюции процессов метаморфизма в геологической истории Земли.

Метаморфические преобразования, характерные для различных этапов исторического развития земной коры четко различаются между собой.

В археохроне преобладают глубокие ступени региональных преобразований пород, эклогитовая, гранулитовая, высокие ступени амфиболитовой фации; весьма широко развиты процессы ультраметаморфизма. На первых порах, как известно, степень метаморфизма пород служила основанием для стратиграфического расчленения докембрийских толщ и к архею относились наиболее глубоко метаморфизованные породы. В настоящее время твердо доказано наличие участков весьма древних архейских образований с низкими, а в редких случаях и с весьма низкими ступенями метаморфических преобразований. Именно эти «зеленокаменные пояса» и «зеленокаменные ядра» архейских пород имеют выдающееся значение для металлогении.

Высокие ступени регионального метаморфизма и, в частности, процессы ультраметаморфизма характерны и для комплексов мезохрона, однако здесь значительно шире распространены метаморфические комплексы низких ступеней метаморфизма, локально измененные в связи с процессами контактовых и динамометаморфических преобразований. Авторы уже отмечали [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1965], что широкие поля гранитогнейсов и мигматитов, происхождение которых, очевидно, связано с высокими ступенями метаморфических изменений пород, обычно представляют собой безрудные площади, и отсутствие оруденения в них естественно объяснить выносом рудных компонентов в процессе ультраметаморфизма. Следует, однако, оговориться, что имеются и исключения из этого правила: так, рудные тела известного колчеданно-полиметаллического месторождения Брокен-Хилл в Австралии приурочены к высокометаморфизованным комплексам, хотя их и окружает кайма минеральных агрегатов со значительно более низкими ступенями метаморфических преобразований.

В комплексах неохрона интенсивный региональный метаморфизм развит лишь в пределах некоторых особых зон геосинклинальных систем, где его происхождение обычно удается связать с определенными структурами — зонами смятия. Здесь преобладают локальные изменения, связанные с динамотермальным метаморфизмом.

## ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУРНЫХ УСЛОВИЙ РУДООБРАЗОВАНИЯ

При решении задачи пространственного размещения месторождений — одной из важнейших проблем металлогении — весьма важную роль играет сравнительное тектоническое изучение комплексов пород, в том числе рудоносных, характерных для различных геохронов Земли.

Структуры археохрона отличаются глубокой специфичностью. Для древнейшего этапа особо характерны крупные, неправильные куполовидные формы складчатых структур, в том числе гранитогнейсовые купола. Весьма примечательная особенность древнейших структур — относительная простота крупных складчатых форм и чрезвычайная сложность осложняющих их мелких складок, вплоть до плейчатости. На эту особенность складчатых структур архея обращал внимание еще А. Д. Архангельский, подробно этот вопрос рассмотрен Н. М. Синицыным [1956]. На рис. 10 представлена типичная куполовидная структура комплексов архея. Однако необходимо подчеркнуть, что наряду с крупными куполовидными структурами в древнейших комплексах широко развиты и специфические складки линейного типа. Некоторые «линейные» складки во многих случаях резко изменяют направления шарниров в горизонтальной и в вертикальной плоскостях. В результате создается сложная «лапчатая» конфигурация складчатых структур (рис. 11). Однако в пределах развития древнейших комплексов установлены и линейные структуры, протягивающиеся иногда даже на сотни километров. «В их пределах выявляются синклинорные и антиклинорные формы, но их нельзя уподоблять синклинориям и антиклинориям более молодых геохронов. «Антиклинории» представляют собой просто как бы перевернутые синклинории и не имеют никаких отличий от последних в отношении полноты разрезов, мощностей, литофациальных и других особенностей слагающих толщ, обычно столь различных даже в соседних одновозрастных антиклинориях и синклинориях геосинклинальных складчатых областей» [Лазько Е. М., 1971, с. 67].

Иногда высказывается мнение, что для древнейших комплексов характерно отсутствие глубинных разломов. Подобные древние разломы выявляются с большим трудом в связи с многократными повторными подвижками по ним, с «омоложением» их более поздними движениями. Однако материалами по Южной Африке, в частности, по зоне «Великой Дайки», подтверждено, что древнейшие расколы были вместилищем архейских интрузивных комплексов, наиболее молодые из которых датируются 2,5 млрд. лет. Наличие древнейших разрывов подтверждает также существование зеленокаменных поясов, сложенных архейскими комплексами. Они во многих случаях обладают определенными региональными простираниями (например,

меридиональными для Юго-Западной Австралии, что, вероятно, связано с наличием глубинных подводящих каналов определенного направления).

Важно подчеркнуть, что по материалам распределения различных по своему типу древнейших комплексов можно сделать

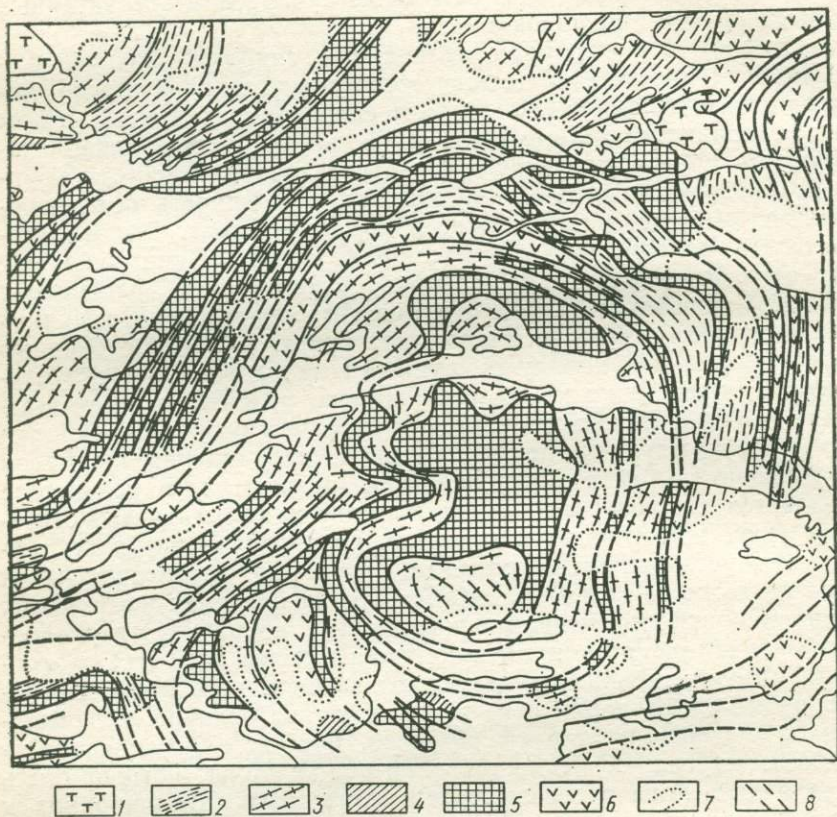


Рис. 10. Куполовидная структура на северном побережье Энгозера в северной Карелии. По Е. П. Чуйкиной [Лазько Е. М., 1971].

1 — габбро и ортоамфиболиты; 2—5 — гнейсы: 2 — биотитовые, 3 — амфибол-биотитовые, 4 — гранат-биотитовые, 5 — гранат-кианит-биотитовые, иногда гранатовые; 6 — кварциты; 7 — необнаруженные и 8 — предполагаемые границы комплексов

следующий вывод: уже в археохроне выделялись блоки, для которых с одной стороны были характерны преобразованные в разной степени основные (и даже ультраосновные) вулканиты, а с другой — чарнокиты, гранулиты, различные гранитогнейсы и мигматиты; основные вулканиты и их различные метаморфизованные разности в пределах этих последних играют подчиненную, а часто и резко подчиненную роль. Это расчленение

имеет важное значение для дальнейшего геологического и металлогенического развития этих разных территорий. В качестве примера можно привести Южную Африку, рядом расположенный о. Мадагаскар и самый восточный край Африканского континента. Хорошо известные металлогенические особенности первого крупнейшего региона в значительной мере связаны

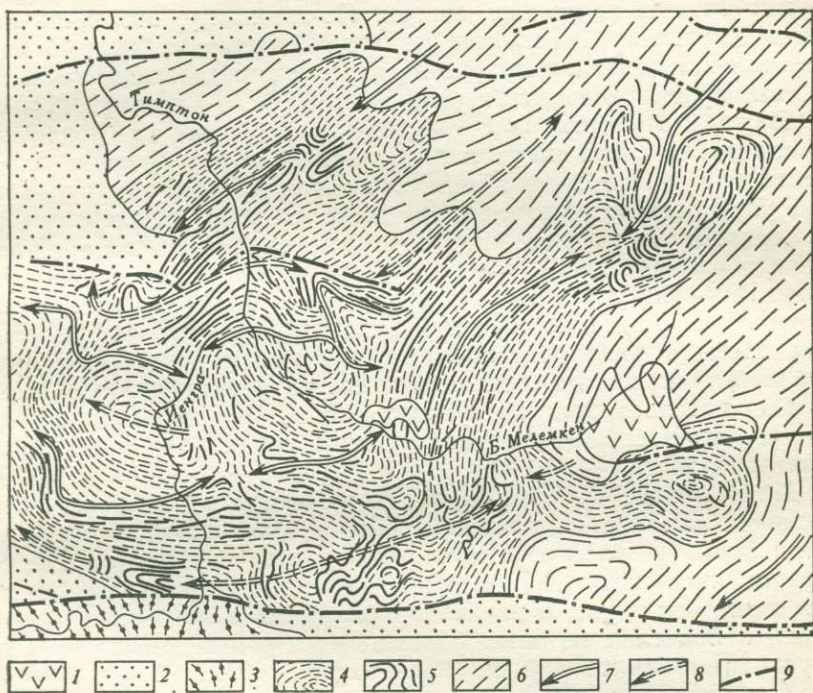


Рис. 11. Характер архейской складчатости в южной части Алданского кристаллического массива. По Е. А. Кулишу [Лазько Е. М., 1971].

1 — послеюрские эффузивы; 2 — отложения кембрия и юры; 3 — диафориты; 4 — ингрская серия (направление штриховки согласно простиранию); 5 — кварциты; 6 — олекминская серия; 7 — шарниры синклинориев с направлением погружения; 8 — шарниры антиклинориев с направлением погружения; 9 — разрывные нарушения

с дифференцированными основными интрузивными комплексами, относящимися к археохрону и к мезохрону, а для о. Мадагаскара, так же как и для восточного края Африки, характерны прежде всего месторождения, ассоциирующиеся с гранитами — слюдоносные и редкометалльные пегматиты. По последним данным Ж. Шантрейна и Л. Раделли [Chantraine J., Radelli L., 1970], на о. Мадагаскаре выделяется пять металлогенических эпох, датируемых изотопным методом, в рамках которых от докембрия до низов палеозоя повторяются однотипные минеральные комплексы. Указанные различия, определив-

шие еще в археохроне, обусловили геологические и металлогенические различия сопоставленных территорий не только в докембрии, но затем и в неохроне.

Было уже сказано, что в некоторых регионах развития древнейших комплексов выявляются формации, которые следует рассматривать если не как аналоги, то во всяком случае как гомологи офиолитовых и спилит-кератофировых формаций молодых геосинклинальных систем. По-видимому, это лишь локальные участки. Во многих регионах выявляются лишь суперкрупные комплексы археохрона со специфическими формациями, кратко охарактеризованными Е. М. Лазько [1971].

Важно отметить, что древнейшие комплексы, подобные офиолитам, если и несут характерную для них рудную минерализацию (возможно, к ним относятся древнейшие рудоносные ультраосновные породы Зимбабве и Сьерра-Леоне), то она во всяком случае невелика, огромные запасы хромитов, платины и платиноидов в докембрии связаны с расслоенными основными — ультраосновными интрузивами бушвельдского типа. В неохроне происходит обратное. Геосинклинальные офиолитовые комплексы в ряде регионов характеризуются значительной рудной продуктивностью, а сходные по составу и тектонической позиции с расслоенными интрузивами докембрия платформенные дифференцированные траппы вообще не несут подобной рудной минерализации.

Приведенные материалы по геологическим и металлогеническим особенностям археохрона позволяют выявить его специфичность и рассматривать этот этап в качестве зачаточного геосинклинального. Кроме зачаточного геосинклинальных участков здесь возможны и зачаточные платформенные блоки земной коры, в пределах которых развиты расслоенные основные интрузии (некоторые районы Гренландии, район Монче-Тундры на Кольском полуострове и другие).

Структурные формы мезохрона достаточно резко отличаются от охарактеризованных древнейших структур. Комплексы мезохрона во многих случаях составляют протяженные складчатые пояса, сложенные породами нижнего и среднего протерозоя. Этим они существенным образом отличаются от древнейших комплексов, которые в совокупности слагают «ядра» и другие близкие к изометричным блоки земной коры, затем обрастающие или, наоборот, пересекающиеся складчатыми поясами мезохрона.

Для мезохрона характерны уже длинные и узкие геосинклинальные трюги, рвы, тафрогеосинклинали и другие линейные структуры, выделенные различными исследователями под разными названиями. Важнейшие их особенности — очевидная и определяющая роль в их развитии многочисленных глубинных разломов и достаточно четкое разграничение структур вулканогенного и терригенно-карбонатного типа. Таким образом,

впервые в пределах одних и тех же геосинклинальных систем обособляются эвгеосинклинальные и миеосинклинальные структуры. Однако они отличаются от структур неохрона как своими более крупными размерами, так и относительно ограниченным набором специфических формаций и должны именоваться протоеосинклиналями.

Особенно характерны для этого этапа узкие и длинные геосинклинальные структуры, выполненные джеспилитами. Они нередко почти прямолинейно протягиваются на сотни километров и почти всегда выявляются тесные парагенетические связи джеспилитов и пород спилит-кератофирового ряда. Эти и другие особенности джеспилитовых толщ скорее всего свидетельствуют об осадочно-вулканогенном происхождении если не всех подобных железорудных образований, то по крайней мере значительной их части.

В разных регионах описаны различные типы геоантиклинальных структур мезохрона. Во многих случаях фиксируется пологое залегание слагающих их осадочно-вулканогенных комплексов и развитие в их пределах более мелких складчатых форм брахиформного типа. Часто подобные геоантиклиналы представляют собой как бы переходные формы к структурам типа срединных массивов. Несмотря на малые мощности осадочно-вулканогенных образований, они в ряде случаев интенсивно гранитизированы.

Среди структур платформенного типа удастся выявить подвижные и устойчивые их типы.

Е. В. Павловский и М. С. Марков [1963], описавшие проплатформы, подчеркивают следующие их особенности: 1) возникновение в отдельных их зонах наложенных геосинклинальных трогов, 2) многообразие магматических процессов, в том числе формирование гранитов, 3) локальные явления ремобилизации кристаллического фундамента с образованием гранитогнейсовых куполов, 4) контактовые метаморфические преобразования пород.

Породы, слагающие чехол подобных платформ, в некоторых случаях характеризуются весьма большой мощностью (до 10 км) и интенсивно дислоцированы (подвижные платформы).

Для устойчивых платформ характерны, наоборот, слабые складчатые деформации относительно маломощного чехла и отсутствие крупных гранитоидных плутонов.

Для полноты картины охарактеризуем структурную обстановку неохрона [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1965]. В неохроне происходит дальнейшая дифференциация земной коры. Для этого этапа характерно внутреннее расчленение сравнительно простых и крупных структур мезохрона с образованием сложных геосинклинальных систем. Последние в неохроне состоят из различного типа геосинклиналей, геоантиклиналей, срединных массивов. Главные структурные элементы

ограничиваются чаще всего крупными разрывами типа глубинных разломов. На этом этапе широко развиваются такие промежуточные геосинклинально-платформенные структуры, как краевые и передовые прогибы и наложенные прогибы. Подобная структурная дифференциация приводит к возникновению все более разнообразных структурно-формационных и, следовательно, металлогенических зон. Осуществляется систематическое разрастание платформ, что обуславливает постепенное увеличение удельного веса платформенных месторождений. В пределах древних и молодых платформ четко очерчиваются устойчивые блоки, подвижные платформы или их части и области, и зоны тектоно-магматической активизации. Неохрон выступает как типично геосинклинально-платформенный этап развития земной коры.

Структурные условия, специфичные для разных геохронов, влияют не только на размеры и общую конфигурацию рудных провинций и районов, но и на размеры самих месторождений. Для большей части археохрона, в связи с отсутствием или весьма слабым развитием крупных и четко локализованных разрывных структур, не характерны крупные месторождения; они появляются лишь в самых верхах этого древнейшего этапа.

Мезохрону, наоборот, свойственны крупные, иногда весьма крупные и гигантские месторождения, которые зафиксированы на всех этапах развития структур этого отрезка геологической истории, имеющего выдающееся значение в создании минеральных богатств Земли. В неохроне широко распространены крупные месторождения, хотя структурно-металлогенические зоны обычно невелики по размерам и создают в целом весьма сложную мозаику разнотипных провинций, районов и узлов.

### **ГЛАВНЕЙШИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ГЕОХРОНОВ ЗЕМЛИ**

Наиболее древний этап (археохрон) отличается ограниченным набором типичных для него металлов и в общем относительно малой интенсивностью оруденения. Для этого древнейшего металлогенического этапа особо характерны месторождения золота, железа, марганца, титана, хрома и платины: зафиксированы сульфидные медно-никелевые и специфические никелевые месторождения. В некоторых провинциях к этому же этапу относятся колчеданные и некоторые другие формационные типы руд меди, часто с кобальтом, никелем, цинком, золотом, ураном и другими металлами (Африка, Индия, Канада).

Примером в этом отношении может служить Африканский континент. Здесь известно большое число мелких месторождений меди колчеданного, прожилкового-вкрапленного и жильного типов, закономерно приуроченных к комплексам архея. Для них во многих случаях характерны повышенные содержа-

ния кобальта, урана, иногда вольфрама, золота, цинка и других металлов.

В известных медных месторождениях пояса Сингхбум в Индии, приуроченных к архейским толщам, в повышенных количествах присутствуют уран и никель. В ряде случаев выявляется наложение сульфидного медного оруденения на магнетит-апатитовые руды.

В Канаде к археохрону относятся известные медно-цинковые месторождения районов Норанда, Тимминкс (Онтарио), Маттагами-Лейк и Флин-Флон. Эти достаточно крупные месторождения приурочены к вулканогенному комплексу Киватин архейского возраста.

В ряде регионов с древнейшими гранитами связаны зоны рассеянной вкрапленной минерализации монацита, колумбита, танталита и других минералов, за счет которых образуются важные в промышленном отношении россыпи.

К концу археохрона относится также формирование наиболее древних редкометалльных пегматитов с характерной для них минерализацией лития, бериллия, цезия, тантала, ниобия, олова и других элементов. Одним из наиболее крупных представителей подобных древних пегматитовых провинций является область Бикита в Южной Африке.

Указанный этап завершается формированием протоплатформ и протогеосинклинальных систем. Наиболее древний возраст образования протоплатформенного чехла выявлен в Южной Африке. Относящаяся к нему серия Витватерсранд в нижней части (система Доминион-Риф) относится к верхнему архею (2800 млн. лет), а по некоторым данным даже к более древним горизонтам архея (3160 млн. лет).

В течение второго этапа — мезохрона — в основном завершается формирование древних платформ. На различных участках Земли этот процесс датирован по-разному. Если в Южной Африке специфическая протоплатформа образовалась в верхнем архее, а может быть и ранее, то на севере Африканского материка аналог серии Витватерсранд — серия Таркан уже среднепротерозойского возраста. Возраст древнего протоплатформенного чехла северо-западной части Алданского щита (удоканская свита) нижнепротерозойский, а формирование фундамента главной части Сибирской платформы, а также Индийской платформы и ряда других платформенных структур завершилось в конце докембрия — низах палеозоя.

Для мезохрона характерны крупные геологические структуры, отличающиеся по сравнению с последующим этапом относительно ограниченным набором рудоносных формаций, образующих, однако, месторождения крупного, а иногда и грандиозного масштаба. Особенно типичны здесь следующие месторождения: железорудные различных формаций, медноколчеданные и медно-никелевые, медистые песчаники, колчеданно-

полиметаллические, хрома и титана, золото-кварцевые, урановые различных типов, редкометалльные пегматиты, золотоносные и ураноносные конгломераты. С металлогенической точки

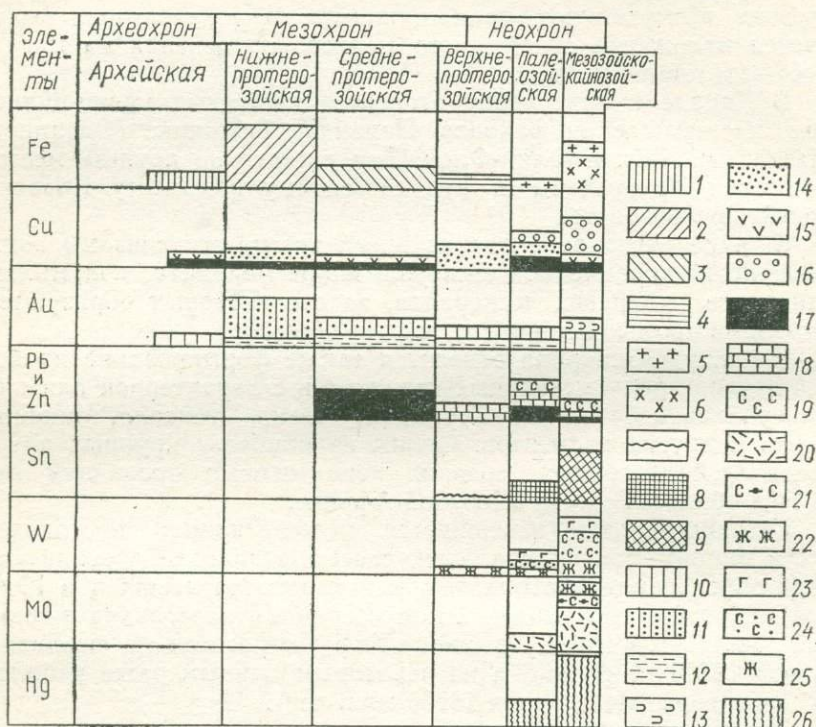


Рис. 12. Распространение рудных формаций некоторых полезных ископаемых в различные этапы развития континентов. По Д. И. Горжевскому, В. Н. Козеренко [1980].

1—6 — железорудные формации: 1 — зеленокаменная джеспилитовая и железистые кварциты, 2 — железистые кварциты криворожского типа, лептитовая и порфир-лептитовая, известково-кремнистая Тимискаминг, 3 — доломит-кремнистая и кремнисто-сланцевая итабиритового и таконитового типа, 4 — терригенно-кремнисто-сланцевая оолитового типа, сидеритовая, скарновая, 5 — оолитовая; 7—9 — оловорудные формации: 7 — пегматитовая и касситерит-кварцевая, 8 — касситерит-кварцевая, 9 — касситерит-кварцевая, силикатная и сульфидная; 10—13 — золоторудные формации: 10 — золотоносных железистых кварцитов, 11 — золотоносных железистых кварцитов, золотоносных конгломератов, метасоматических залежей в доломитах, 12 — золотоносных колчеданных, скарновых и медно-порфировых руд, 13 — золото-кварц-халцедоновая; 14—16 — меднорудные формации: 14 — медистых песчаников и сланцев, 15 — медно-никелевая, 16 — меднопорфировая; 17—19 — формации свинцово-цинковых руд: 17 — колчеданно-полиметаллическая, 18 — свинцово-цинковая «стратиформная» в карбонатных породах, 19 — скарновая; 20—25 — формации молибденовых и вольфрамовых руд: 20 — медно-молибденовая, 21 — скарновая молибденовая, 22 — жильная молибденит-кварцевая вольфрамовых руд, 23 — вольфрамитовая грейзеновая, 24 — шеелитовая скарновая, 25 — жильная вольфрамит-кварцевая; 26 — формации ртутных руд: сурьмяно-ртутная и ртутная

зрения в этом этапе можно выделить три стадии, различающиеся особенностями проявленных в них наиболее характерных рудных формаций (рис. 12).

В неохроне происходит дальнейшая дифференциация земной коры, окончательное обособление древних платформ и переход сравнительно простых геосинклинальных прогибов, свойственных мезохрону, в сложные геосинклинальные системы различного типа. В неохроне широко развиваются процессы раздробления древних платформ и зон завершённой складчатости, которые превращаются в структуры тектоно-магматической активизации. Новые особенности геологических структур определяют изменения, происходящие в рудных формациях. Эта металлогеническая эра отличается образованием крупных месторождений олова, вольфрама, молибдена, ртути, бора, алмазов, флюоритов и др., мало характерных или вообще отсутствующих в более древних геохронах.

Среди типичных рудных образований областей и зон тектоно-магматической активизации, типичных для комплексов этого этапа, следует прежде всего отметить широко развитые карбонатиты с присущим им разнообразным оруденением и алмазные структуры распространены также гранитоидные интрузии, значительно отличающиеся от гранитоидов геосинклинальных областей, с типичным «гранитоидным» гидротермальным оруденением олова, вольфрама, молибдена и других металлов; с гранитами подобных территорий связаны редкометалльные пегматиты, образующие крупные рудные провинции. Для этого этапа характерны флюоритовые образования и бертрайдитовые бериллоносные минеральные скопления.

Наиболее дробные и разнообразные структурно-металлогенические единицы неохрона соответствуют столь же дробным формационно-тектоническим элементам этого этапа. Неохрону и мезохрону свойственны крупные глубинные разломы, которые имеют большое значение для формирования и размещения рудных месторождений. Для этого отрезка геологической истории типична наиболее полная дифференциация характерных для него магматических комплексов.

В общем процессе металлогенического развития земной коры ведущее значение имели три вида дифференциации: мантийная, коровая метаморфическая и экзогенная в той или иной ландшафтной среде [Синицын В. М., 1972]. Большую роль в концентрации ряда рудных элементов, вероятно, играло органическое вещество, связанное с жизнедеятельностью живых организмов [Тугаринов А. И., 1977].

По поведению в истории металлогенического развития континентов все металлы разделяются на две группы. К первой относятся такие металлы как железо, хром, медь, цинк, золото и др., ко второй — олово, вольфрам, молибден, ртуть и др. Крупные промышленные месторождения металлов первой

группы образуются на всех этапах развития Земли, начиная с нижнего протерозоя, а некоторые и с архея; металлы второй группы накапливаются в значительных промышленных концентрациях и количествах лишь в палеозойскую и особенно в мезозойско-кайнозойскую эры.

С. Д. Туровский [1955] обратил внимание на соответствие возрастного ряда возникающих месторождений тех или иных элементов с рядом убывающего значения кларков в земной коре. По убывающему значению кларков в земной коре важнейшие элементы располагаются в следующий ряд: железо, титан, хром, цинк, никель, медь, кобальт, свинец, бериллий, олово, уран, мышьяк, вольфрам, молибден, бор, сурьма, ртуть, серебро, висмут, золото. В общем этот ряд примерно соответствует последовательности возникновения месторождений этих элементов в земной коре. Исключения составляют лишь наиболее ценные компоненты — золото и серебро, которые добываются при очень малых концентрациях в породах.

Д. В. Рундквист [1969] подчеркнул совпадение ряда формирующихся месторождений различных полезных ископаемых с кларками концентраций элементов (отношение средних содержаний элементов в рудах к их кларкам). Он обратил внимание на то, что в докембрийское и нижнепалеозойское время формировались месторождения элементов с малыми величинами эквов (от 2,15 для кобальта до 8,40 для титана), а в мезозойскую и кайнозойскую эпохи значения эквов для элементов формирующихся рудных месторождений были значительно выше (для молибдена 8,05, вольфрама 19,35, олова 7,90, сурьмы 12,25, мышьяка 15,2, висмута 11,9).

Д. В. Рундквистом было также подмечено, что среди элементов, образовавшихся месторождения в докембрии и раннем палеозое, преобладают элементы с четными порядковыми номерами, а в мезозойское и кайнозойское время — с нечетными. В соответствии с правилом Оддо — Гаркинса это свидетельствует о том, что месторождения менее распространенных элементов начали образовываться в основном лишь в более поздние эпохи.

Таким образом, возрастной ряд возникающих в земной коре месторождений того или иного элемента находится в соответствии с рядом убывающего значения кларков этих элементов в земной коре и возрастающего значения кларков концентраций.

Рудные формации металлов первой группы в ходе металлогенического развития континентов ведут себя различно. Одни рудные формации (медноколчеданная, медистых песчаников и сланцев, золото-кварцевая, редкометалльных пегматитов и др.) образуют крупные месторождения, начиная с нижнего протерозоя или верхнего архея и до кайнозоя (включительно), сравнительно мало изменяя свои геолого-минералогические особен-

ности. Другие (например, меднопорфировая, олово-вольфрамовая, грейзеновая, золото-серебряная, ртутно-сурьмяная) характерны лишь для отдельных этапов, большей частью принадлежащих палеозою и мезозою — кайнозою.

Существует мнение, что такие группы рудных формаций как колчеданная, медистых песчаников и сланцев и др. вообще не изменяются во времени, и нет существенных различий в геолого-минералогических особенностях месторождений, возникших в докембрийскую, палеозойскую и мезозойскую и кайнозойскую эры. Нам представляется эта точка зрения неправомерной и базирующейся на недостаточно детальном изучении геологического строения и минерального состава руд и их элементов-примесей.

Если считать, что процессы рудообразования являются одной из сторон общего геологического развития и тесно взаимосвязаны с процессами изменения характера и типа тектонических структур и геологических формаций, формировавшихся от архея и до кайнозоя, то трудно себе представить отсутствие изменений в месторождениях, формировавшихся в разные периоды.

Авторы считают, что если говорить о составе руд, то эти изменения следует искать в количественных соотношениях среди главных, а также и второстепенных компонентов руд. Так можно высказать предположение о том, что руды колчеданных формаций и медистых песчаников и сланцев докембрийских месторождений (например, в Африке и Индии) резко обогащены такими дополнительными компонентами как кобальт, никель и уран, в то время как руды более молодых месторождений значительно беднее этими компонентами. Известно, что соотношение меди и никеля в медно-никелевых месторождениях древних эпох меньше единицы, а в молодых — больше единицы. По данным С. Д. Туровского [1955], среднее отношение  $Pb/Zn$  для свинцово-цинковых месторождений докембрийского возраста равно 0,11, а для месторождения кайнозоя 0,53. Д. В. Рундквист справедливо обратил внимание на возрастание в рудах более молодых месторождений по отношению к более древним таких отношений как  $Ta/Nb$ ,  $Y/Ce$ ,  $U/Th$ ,  $Hg/Sb$ ,  $Mo/Cu$ ,  $Cu/Ti$ ,  $Pb/Zn$  и т. д.

В истории формирования континентов на примерах ряда полезных ископаемых можно проследить появление и постепенное увеличение роли отдельных рудных формаций. Так, среди меднорудных формаций первыми в архее и нижнем протерозое появляются крупные месторождения колчеданной (Канада) формации и формации медистых песчаников и сланцев (Сибирь), в среднепротерозойское время к доминирующим формациям меди относится медно-никелевая (Канада, Садбери и др.). В палеозойскую эру, кроме всех этих формаций, появляются крупные месторождения меднопорфировой формации; послед-

няя в мезозойское и кайнозойское время уже играет господствующую роль среди меднорудных формаций.

Давно известно [Смирнов С. С., 1946], что среди оловорудных формаций первыми в верхнепротерозойское время образуются пегматитовая и касситерит-кварцевая; в палеозое вместо пегматитовой распространена силикатно-кварцевая формация, а в мезозое и кайнозое к касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной присоединяется и касситерит-сульфидная формация.

Среди свинцово-цинковых формаций первой в среднепротерозойское время формируется колчеданно-полиметаллическая, к которой в верхнем рифее присоединяется «стратиформная». Скарновая формация в значительных размерах появляется лишь в палеозое, а в мезозое и кайнозое становится ведущей формация свинцово-цинковых руд.

Из данных Л. Н. Формозовой [1973] следует, что наиболее древней железорудной формацией является вулканогенно-кремнистая киватинская формация железистых кварцитов, которая в нижнепротерозойское время сменяется кремнисто-сланцевой, джеспилитовой железистой формацией криворожского типа, лептитовой и порфиристо-лептитовой формациями (последние две встречаются и в архее) и известково-кремнистой формацией Тимискаминг. В среднем протерозое появляются доломит-кремнистая и кремнисто-сланцевая формации итабиритового и таконитового типов, а в верхнем рифее — сидеритовая и терригенно-кремнисто-сланцевая формация оолитового типа. В неохроне оолитовые формации господствуют, и к ним присоединяется и скарновая формация.

Наряду с необратимым характером металлогенической эволюции коры континентов в ее развитии отмечаются также и элементы цикличности, которые выражаются в повторяемости появления сходных рудных формаций в определенные этапы формирования тектонических структур. Многие месторождения касситерит-кварцевой и других оловоносных формаций появляются в верхнем протерозое (Центральная Африка), в палеозое (Европа—Рудные горы, Корнуолл), в мезозое (Забайкалье и Сихотэ-Алинь) и в кайнозое (Боливия); во всех этих случаях формирование месторождений происходило в поздние стадии формирования складчатых поясов соответствующего возраста.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения впервые возникают в конце верхнего протерозоя (Сибирь, Южная Африка), широко распространены в среднем — верхнем девоне и нижнем карбоне (США, Канада, Казахстан, Тянь-Шань) и вновь появляются в мезозое—кайнозое (Польша, Северная Африка). Все эти месторождения приурочены к самым конечным стадиям формирования складчатых систем или залегают уже в породах чехла древних и молодых платформ. Хорошо

известна и многократно описана (Г. Штилле, Г. Шнейдерхен, Ю. А. Билибин, В. И. Смирнов) приуроченность ряда месторождений (колчеданных руд, железа, марганца, хромитов, платины и др.) к вулканогенным и интрузивным образованиям ранних и начальных этапов развития геосинклинальных систем. Все перечисленные закономерности как бы накладываются на общий необратимый характер металлогенического развития земной коры и поэтому эту цикличность, вероятно, следует рассматривать лишь как элемент направленного металлогенического развития структур Земли.

Наряду с появлением новых типов рудных месторождений, можно отметить и преобразование старых типов. Так, в Тянь-Шане и Центральном Казахстане [Щерба Г. Н., 1967] свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа, вероятно первоначально осадочного или вулканогенно-осадочного происхождения и преобразованные впоследствии под влиянием процессов диагенеза и катагенеза, в дальнейшем под непосредственным воздействием интрузивных пород превращаются в месторождения скарновой формации. На Кавказе в юрский период происходит переотложение руд палеозойских месторождений, залегающих в гранитах, и образование новых месторождений [Тугаринов А. И., 1976] в юрских осадочных отложениях.

Характер металлогенических черт континентов зависит от особенностей их геологического развития на разных этапах. Так, в археохроне месторождения полезных ископаемых формировались в условиях неконсолидированной коры, еще не дифференцированной и не разделившейся в главной своей части на геосинклинали и платформы и не обладающей четкими и протяженными структурами. Это определило формирование незначительных по масштабам постмагматических месторождений, а относительно малая дифференцированность магматических комплексов обусловила слабое развитие магматогенных месторождений вообще. Начиная в основном с нижнего протерозоя, в мезохроне, после возникновения платформ и геосинклиналей, появились геосинклинальные и платформенные группы формаций месторождений полезных ископаемых, а в верхнем протерозое обособились первые интенсивные процессы тектоно-магматической активизации, с которыми ассоциирует своя во многом специфическая группа эндогенных месторождений. В дальнейшей геологической истории самостоятельное значение явлений тектоно-магматической активизации и роль связанных с ней месторождений постоянно увеличивались.

Особо важно подчеркнуть, что в ходе эволюции земной коры параллельно с увеличением ее дифференцированности увеличивались и дифференцированность магматических комплексов, что в значительной мере определяло большую интенсивность оруденения.

Необратимый характер металлогенического развития земной коры континентов приводил к появлению все большего разнообразия типов месторождений полезных ископаемых, сложности их минерального состава, уменьшению глубины формирования многих типов эндогенных месторождений и увеличению числа стадий и этапов минералообразования. Расшифровка истории образования и преобразования месторождений полезных ископаемых в ходе развития земной коры открывает новые перспективы совершенствования методов их прогноза, поисков и оценки.

### ПРИМЕРЫ ИСТОРИКО-ФОРМАЦИОННОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НЕКОТОРЫХ МЕТАЛЛОВ

До настоящего времени при прогнозе рудных месторождений мало учитывались закономерности эволюции процессов рудообразования во времени от докембрия до кайнозоя, однако с точки зрения авторов эта проблема представляет существенный практический интерес. Рассмотрим ее на примере железорудных месторождений. В археохроне, по данным Л. Н. Формозовой [1973], формировались главным образом глубоководные морские железорудные формации киватинского типа с железистыми кварцитами, тесно связанные с вулканогенными породами преимущественно основного состава — лавами, туфами и продуктами их разрушения. Кислая вода океанов того времени (по Н. М. Страхову, рН около 2) содержала растворенные газы:  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ , в атмосфере преобладал  $\text{CO}_2$ , кислорода было очень мало. Рудные минералы были представлены главным образом сидеритом, пиритом и магнетитом и чередовались с прослоями вулканогенного кремнезема.

Начиная с верхнего архея, и особенно в нижнем протерозое, преобретают особое значение криворожская кремнисто-сланцевая формация, лептитовая туфо-сланцевая и порфиристо-лептитовая (формация Кируна). Существенное значение имеет также формация Тимискаминг. Именно к этим формациям приурочены главные запасы железа на Земле и именно благодаря им нижний протерозой считается главной эпохой образования железных руд.

В верхнеархейско-нижнепротерозойскую эпоху кислые океанические воды нейтрализовались, подвергаясь воздействиюносимых в океаны карбонатов натрия, калия, кальция и магния и обогащались хлоридами этих металлов, а также железа, марганца и алюминия. Аммиак и метан атмосферы окислялись, освобождая азот, который постепенно вытеснял углекислый газ из воздуха. В конце архея в океанах начали отлагаться карбонатные осадки, переслаивающиеся с вулканическими породами. В связи с этим усложняется строение рудовмещающих разрезом — лавы и туфы переслаиваются с известняками, доло-

митами, кремнистыми и кремнисто-карбонатными породами и терригенными осадками. Роль вулканизма в образовании руд большая. Руды приобретают более сложный состав и текстуры, в них сохраняется правильная слоистость, обусловленная чередованием железорудных и кремнистых прослоев, но наблюдается также переслаивание руд с карбонатными и марганцевыми горизонтами. Формации, в которых преобладают карбонатные осадки (формации Тимискаминг и Итабиритовая), характерны для нижнего и среднего протерозоя. Появляется тенденция к локализации месторождений на некотором удалении от вулканических очагов.

В верхнем протерозое карбонатные формации теряют свое значение; ослабевает и действие вулканических процессов. Глубоководные условия накопления руд сменяются мелководными или осуществляются в закрытых или отгороженных барами участках. Все это способствует медленному осаждению железа и кремнезема. В связи с этим в рудовмещающем разрезе преобладают кремнисто-сланцевые породы и чередование вулканогенных, хемогенных и терригенных осадков, а в составе руд превалируют сидерит, гематит, грингалит, магнетит, хлориты, сульфиды. Текстура руд часто оолитовая (формации таконитовая и оолитовая).

Железорудные формации позднего докембрия становятся сходными с палеозойскими. Мощность рудных горизонтов резко убывает, настоящие железистые кварциты полностью исчезают. Железо и кремнезем под влиянием изменения рН и Eh среды бассейна образуют при осаждении отдельные гранулы и оолиты, в строении которых принимают участие окислы, гидрокислы, карбонаты, силикаты и сульфиды железа. Однако определенные связи с вулканогенными породами еще сохраняются, хотя последние и не всегда присутствуют в рудовмещающей толще.

Железорудные формации более молодого возраста в большинстве своем полностью теряют связь с вулканизмом. Они локализируются исключительно в пределах платформ или прилегающих к ним окраинных зон геосинклинальных систем, среди мелководных мономиктовых или олигомиктовых, преимущественно кварцевого состава песчано-глинистых отложений с глауконитом, местами фациально сменяющихся известняками.

Из сказанного следует, что геологические условия формирования, поисковые критерии и признаки, масштабы месторождений и ряд других особенностей железорудных формаций, возникающих в разные этапы развития Земли, существенно различаются, и все это необходимо использовать при прогнозировании новых железорудных провинций, районов и месторождений.

Эволюция уранового рудообразования имеет некоторые сходные с железорудным рудообразованием черты. По данным В. И. Казанского, Н. П. Лаврова и А. И. Тугаринова [1978],

специфика уранового рудообразования обусловлена закономерной связью процессов концентрации урана с процессами осадконакопления и магматизма. Она во многом зависит от гидрогеологических условий, состава атмосферы и концентрации в рудовмещающих отложениях органического вещества. Для урановых провинций установлена закономерная связь между экзогенными и эндогенными концентрациями урана и сопутствующих ему компонентов. Как подчеркивают указанные исследователи, экзогенные концентрации, как правило, предшествуют возникновению промышленных гидротермальных месторождений и являются источником металла последних; при этом эндогенные концентрации урана на определенных этапах эволюции геохимической обстановки, обусловленных изменением содержания свободного кислорода в водах и атмосфере и участием в рудообразующих процессах органического вещества, существенно изменяются. Эти факторы в исторической последовательности процессов обуславливают смену восстановительных условий на ранних этапах окислительно-восстановительными на более поздних.

В эволюции уранового рудообразования от докембрия и до современной эпохи выделяется три цикла, первые два из которых являются двухэтапными. Для ранних этапов формирования литосферы Земли урановые концентрации не характерны; промышленные месторождения урана возникли после того как образовались архейские гранитогнейсовые кратоны и зеленокаменные пояса. В истории Земли первые концентрации урана возникли 2800—2700 млн. лет тому назад и были связаны с формированием россыпных, позже метаморфизованных и обогащенных в связи с воздействием более молодых магматических комплексов с возрастом около 1800 млн. лет, золотоурановых и редкоземельно-урановых месторождений. Они, по мнению В. И. Казанского, Н. П. Лаверова, А. И. Тугаринова [1978], относятся к первому этапу раннего цикла. На втором этапе сформировались полигенные золото-урановые в «черных» сланцах (2000—1700 млн. лет), урановые и железо-урановые месторождения в щелочных метасоматитах (1800—1600 млн. лет), скарновые редкоземельно-урановые (1500—1450 млн. лет), пятиэлементные жильные и др. Месторождения второго этапа связаны с эпохой интенсивного магматизма и щелочного метасоматоза и обусловлены процессами переработки концентраций урана из месторождений первого этапа. Таким образом, все эти месторождения относятся к мезохрону.

Второй цикл уранового рудообразования на Земле охватывает период от рифея до раннего мезозоя и совпадает с формированием и развитием геосинклинально-складчатых поясов. На первом этапе этого цикла — в раннем палеозое — были сформированы «черные» углеродистые сланцы с повышенными содержаниями урана, молибдена, ванадия и некоторых других

элементов. Позднее эти образования подверглись воздействию магматических и метаморфических процессов, что привело к образованию месторождений второго этапа этого цикла, представленных главным образом сульфидно-настурановыми рудными штокверками и сложными жильными телами. Наиболее промышленно важные эпохи уранового рудообразования совпадают с эпохами орогенеза и интенсивного магматизма в байкальских, каледонских и герцинских сооружениях и областях тектоно-магматической активизации. При образовании урановых месторождений в фанерозое ярко проявилось влияние богатых кислородом континентальных гидротермальных систем и органического вещества; в этот период господствующую роль играли смешанные экзогенные и эндогенные источники рудного вещества.

Третий цикл уранового рудообразования, по мнению В. И. Казанского, Н. П. Лаверова и А. И. Тугаринова, является неполным. Он связан в основном с процессами эпиплатформенной тектоно-магматической активизации и континентальными условиями рудообразования. В этих условиях концентрируется уран под воздействием инфильтрационных процессов, происходивших в породах платформенного чехла с участием разнообразных окислительно-восстановительных геохимических барьеров. Большое значение имеют обогащенные кислородом подземные воды, а также органическое вещество. Наряду с инфильтрационными, в этом цикле происходили и седиментационно-диагенетические концентрации урана в осадках, обогащенных фосфатами и органическим веществом. В связи с тем что гидротермальные месторождения урана в этом цикле развиты мало, В. И. Казанский, Н. П. Лаверов и А. И. Тугаринов рассматривают третий цикл как неполный и считают, что второй этап этого цикла еще не начался. Все указанные месторождения относятся к неохрону.

Наиболее древние промышленные месторождения свинцово-цинковых руд, такие как Брокен-Хилл в Австралии, Салливан в Канаде, Завар в Индии и др., возникли на Земле около 1,7—1,4 млрд. лет тому назад [Горжевский Д. И., Ручкин Г. В., 1978] в период консолидации раннепротерозойских геосинклинальных структур, превращения базальтовой коры в обычную материковую и массового проявления гранитоидного магматизма в среднепротерозойскую эпоху. В более ранние геологические периоды — в позднем архее и раннем протерозое — формировались медноколчеданные и медно-цинково-колчеданные месторождения, практически не содержащие промышленных свинцовых руд и связанные с базальтоидным магматизмом. Среднепротерозойские свинцово-цинковые месторождения относятся к колчеданно-полиметаллической формации и обнаруживают тесную связь с вулканогенными породами кислого состава. По мнению А. И. Тугаринова [1973], их происхождение

обусловлено процессами преобразования древнейших битуминозно-карбонатных толщ — первых продуктивных на свинец экзогенных формаций. Однако, судя по тесной парагенетической связи фанерозойских колчеданно-полиметаллических месторождений с вулканитами [Горжевский Д. И., 1974], можно предположить, что по крайней мере часть колчеданно-полиметаллических месторождений и в среднепротерозойское время имела магматогенный источник металлов.

Вторая возрастная группа свинцово-цинковых месторождений формируется в позднепротерозойскую эпоху в чехле древних платформ и в краевых миогеосинклинальных прогибах на рубеже 0,85—0,7 млрд. лет. В этих месторождениях, известных под названием стратиформных, не обнаружено связи с вулканизмом; локализуются они в благоприятных пластах карбонатных пород. Возраст промышленных рудных тел чаще более молодой, чем вмещающих пород, что, видимо, обусловлено процессом переотложения руд. Однако часть оруденения, по крайней мере рассеянная свинцово-цинковая минерализация во вмещающих карбонатных отложениях, вероятно является сингенетической.

В палеозойскую эру главную роль продолжают играть свинцово-цинковые месторождения колчеданно-полиметаллического и стратиформного типа, но появляются и месторождения скарного типа, которые в мезо-кайнозойской эре уже преобладают (см. рис. 12). Таким образом, из приведенных примеров следует, что закономерности эволюции эндогенных рудообразований от докембрия до кайнозоя представляют не только определенный теоретический интерес, но могут иметь важное практическое значение для определения формационных типов месторождений, характерных для того или иного этапа развития Земли и критериев и признаков их поисков.

## ГЛАВНЕЙШИЕ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ЕДИНИЦЫ ЗЕМЛИ — ГЛОБАЛЬНЫЕ МЕГАБЛОКИ И МЕГАБЛОКИ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

Вряд ли нужно доказывать, как важно выделение главных структур Земли, являющихся одновременно и основными ее металлогеническими единицами. С этим связано не только общее планирование поисковых работ, что само по себе представляет чрезвычайно важную в практическом отношении задачу, но и решение или подход к решению многих основных теоретических проблем современной тектоники и металлогении.

Крупнейшие структурно-металлогенические подразделения, названные автором глобальными мегаблоками (или континентальными массами), выделяются главным образом на основании формационного анализа крупных участков земной поверхности.

Дальнейшие более дробные подразделения этих крупнейших единиц представляют собой также весьма крупные закономерные сочетания таких структур, как платформы, геосинклинальные системы и области (и зоны) тектоно-магматической активизации различных типов. Эти меньшие по масштабам структурно-металлогенические единицы — мегаблоки первого порядка — также отличаются различными наборами рудоносных формаций и являются одновременно и крупными структурами Земли и значительными ее металлогеническими подразделениями.

В настоящей главе обосновано выделение и дана краткая характеристика крупнейших структурно-металлогенических единиц — глобальных мегаблоков; в заключение приведены примеры мегаблоков первого порядка.

В решении многих региональных геологических задач, в том числе и металлогенических, необходимо выделять две стороны вопроса. Во-первых, необходимо иметь фактические данные по отдельным рудным районам, зонам и поясам, металлогеническим областям и провинциям, что позволяет выявить определенные эмпирические закономерности в размещении различных рудоносных формаций. Это основная и практически очень важная сторона металлогенических исследований. Во-вторых, необходимо выдвинуть те или иные концепции, объясняющие выявленные закономерности, которые в большинстве случаев бывают в большей или меньшей степени гипотетичны.

Следует прежде всего подчеркнуть, что выделяемые в настоящей работе крупнейшие структурно-металлогенические

единицы установлены на основании суммирования фактического материала по распространению различных рудоносных формаций. Сводка подобного материала, естественно, позволяет оконтурить эти структурно-металлогенические единицы, и таким образом они представляют собой объективно существующие подразделения земной коры, определяющие ее основной металлогенический фон.

Далее было выяснено, что установленные эмпирическим путем крупнейшие структурно-металлогенические подразделения, выявляемые на земной поверхности в качестве площадей, отличающихся различными совокупностями рудоносных формаций, отвечают в основных чертах зонам плотностных неоднородностей Земли. Данные о региональной составляющей изостатических аномалий силы тяжести позволили выделить весьма крупные и крупные площади, которые названы территориями, относящимися к планетарным и зональным аномалиям [Артемьев М. Е., 1975]. Самые крупные из этих аномалий — планетарные (лучше эти аномалии именовать глобальными, поскольку они выявлены лишь для Земли.— В. К.) были в общих чертах известны и ранее и, в частности, охарактеризованы М. Е. Артемьевым [1965] в работе «Осредненные аномалии Фая — источник информации о неоднородностях в мантии Земли». Характеризуя их, М. Е. Артемьев подчеркивает, что «это огромные по площади аномалии... Размеры и горизонтальные градиенты этих аномалий таковы, что вызывающие их источники могут быть распределены во всей толще мантии вплоть до границы ядра» [с. 194].

В процессе изучения изостатических аномалий силы тяжести и границ между аномалиями различного характера теми средствами, которыми располагает современная геофизика, включая данные спутников, выявлены площади в десятки миллионов квадратных километров; в пределах их преобладают аномалии одного знака и ограничиваются они друг от друга зонами глубинных разломов. Выделяются планетарные аномалии положительного и отрицательного знака. Вопрос о причинах подобных грандиозных аномалий еще не решен, но существует ряд гипотез. Наибольший интерес, как считает, автор представляет гипотеза Е. В. Артюшкова [1968, 1970] о гравитационной дифференциации вещества в земном ядре, что, естественно, должно приводить к мощной гравитационной конвекции в мантии. Этот механизм обладает большой мощностью, охватывает весьма большие глубины и рассматривает в единстве процессы, происходящие в Земле.

Чрезвычайно важно, что планетарные гравиметрические аномалии совпадают в основных контурах с главнейшими структурно-металлогеническими единицами, выделяемыми на земной поверхности совершенно иными методами по совокупности характерных для них рудоносных формаций (рис. 13; см. вкладку)

Эта закономерность прослеживается на всей земной поверхности и, следовательно, не может быть случайной.

Изучая схематическую карту планетарных гравиметрических аномалий (карта усредненных аномалий Фая со снятым широтным фоном по материалам В. М. Каулы из работы М. Е. Артемьева [1965]) можно сделать следующие основные выводы.

1. Большая часть материковых масс Земли обладает положительными планетарными гравиметрическими аномалиями, преобладающая часть океанических пространств — отрицательными аномалиями. Участки наиболее интенсивных положительных аномалий образуют овалы в пределах материковых масс, захватывая часто прилегающие части океанов, внутренних и окраинных морей. Наиболее интенсивные отрицательные аномалии (интенсивнее —24 мгл), образующие также овалы, располагаются в пределах океанов, и лишь в одном случае они захватывают участок материка (южную часть полуострова Индостан).

2. Гравитационное поле Тихого океана характеризуется специфическими особенностями. На большей части его площади устанавливаются слабые отрицательные или слабые положительные аномалии. Интенсивные отрицательные аномалии в его пределах (ниже —17 мгл) определены лишь на небольшом участке в северо-восточной части, недалеко от побережья Северной Америки. Гравитационное поле Тихого океана резко отличается от гравитационных полей Индийского и Атлантического океанов.

3. В пределах островной зоны западной части Тихого океана выявляются интенсивные положительные аномалии (до +30 мгл), наиболее интенсивные из известных на Земле.

4. Положительные аномалии (до +10 мгл) установлены в пределах южной части Индийского океана, на территории, прилегающей к Антарктиде. Аномалии положительного знака образуют относительно узкий перешеек между Антарктидой и Африкой. Относительно интенсивные положительные аномалии (до +17 мгл) наблюдаются также в северной части Атлантики.

Переходя к геологической характеристике выявленных закономерностей по распределению планетарных гравиметрических аномалий, следует прежде всего отметить весьма различную изученность геологии и металлогении материковых масс и океанических пространств. По океаническим пространствам земного шара могут быть приведены лишь весьма схематические данные, и только по всем океанам в целом. Материковая часть планеты может быть охарактеризована неизмеримо детальнее, и в ее пределах можно выделить структурно-металлогенетические единицы различных порядков.

Уже отмечалось, что основные контуры главнейших структурно-металлогенетических единиц Земли совпадают с площа-

дями планетарных гравиметрических аномалий, выделяемых в материковой части планеты и, следовательно, можно сделать вывод, что последние связаны с особенностями строения верхних горизонтов земного шара (для океанических пространств данных для решения этой проблемы недостаточно).

Магматические процессы, происходящие в пределах океанических пространств и площадей отрицательных и положительных планетарных аномалий, резко отличаются друг от друга: наблюдается закономерный ряд от слабо дифференцированных комплексов большей части Мирового океана через материковые территории отрицательных аномалий к площадям положительных аномалий, в пределах которых магматическая дифференциация осуществляется наиболее полно.

Степень (уровень) дифференциации магматических комплексов — важнейший момент, определяющий основные черты эндогенной металлогении крупных территорий. Это основополагающая закономерность подчеркивалась многими исследователями. Она нашла отражение в обобщающих работах В. И. Смирнова [1975, 1977 и др.].

Рассматривая эту же проблему с более широких тектонических позиций, мы должны прийти к выводу, что главнейшие подразделения земной коры — пространства большей части Мирового океана — материковые площади с отрицательными и материковые площади с положительными гравитационными аномалиями обладают различной энергией тектонических процессов.

Площадям Мирового океана свойственны слабая тектоническая дифференцированность и однообразие структурной обстановки в пределах огромных пространств. С этим связано и то обстоятельство, что в пределах этих пространств развиты по преимуществу молодые комплексы (не древнее мезозойских), и поэтому древняя история их развития пока не изучена.

Для материковых территорий с общими отрицательными гравитационными аномалиями характерна значительно более интенсивная тектоническая дифференцированность, однако и в их контурах отсутствуют наиболее активные тектонические элементы — полно развитые ортогеосинклинальные системы. В их пределах также практически нет (или развиты весьма незначительно) длительно развивающихся геосинклинальных систем мезозойского, альпийского и кайнозойского возрастов; для них типичны, если можно так выразиться, геосинклинальные системы «вялого», не полно развитого характера.

В пределах материков с положительными гравиметрическими аномалиями расположены все (или почти все) интенсивно развивающиеся геосинклинальные системы с полно представленными начальными и конечными этапами. Именно к этим площадям приурочена основная часть геосинклинальных систем мезозойско-кайнозойского возраста. Для древнейшей докем-

брийской истории их развития также характерны высокая интенсивность магматической деятельности и значительно более полная дифференцированность типичных для них магматических и метамагматических комплексов.

Таким образом, необходимо прийти к выводу, что наименьшая энергия тектонических процессов характерна для площади, относящейся к большей части Мирового океана, более высокая — для территорий материков с отрицательными гравиметрическими аномалиями и наиболее высокая — для материковых областей с положительными гравиметрическими аномалиями. Именно эти общие причины и определяют металлогенические различия главных структурных типов земной коры.

### О МЕТАЛЛОГЕНИИ ОКЕАНОВ

В последние годы получено много новых данных о геологическом строении океанической территории планеты. Тем не менее геологию океанов лишь начинают изучать, и впереди еще много открытий, которые могут коренным образом изменить многие ныне существующие представления. В изучении металлогении океанов сделаны лишь первые шаги. Большой интерес представляет работа В. И. Смирнова [1975], в которой показано коренное отличие эндогенных металлогенических процессов океанов и материков.

В пределах материков, как подчеркивает В. И. Смирнов [1975, с. 9], «можно отметить отчетливую закономерность, согласно которой значительные магматогенные месторождения всех генетических групп и классов формируются в резко преобладающем количестве лишь на заключительных стадиях образования длительно и полноценно дифференцированных комплексов магматических пород». С другой стороны, «все исследователи магматических пород дна Мирового океана сходятся на том, что эти породы слабо дифференцированы» и «таким образом, хотя интенсивность магматических процессов в придонных частях океана была в несколько сотен раз больше, чем на материках [Белоусов В. В., 1958], степень их дифференциации несопоставимо ниже и поэтому данные о дифференцированности пород океанов, с точки зрения перспектив эндогенной металлогении, к сожалению, малоутешительны». В. И. Смирнов, однако, отмечает, что из этого общего правила могут быть и исключения, и в пределах отдельных локальных участков в дальнейшем возможно могут быть выявлены «в той или иной степени дифференцированные породы» [1975, с. 9]. Это тем более вероятно, что в пределах Мирового океана обнаружены участки с разным характером глубинных плотностных неоднородностей, а это, судя по материалам о материковой части земной коры, отвечает и разной степени дифференцированности характерных для них магматических комплексов.

В составе магматических пород донной части и внутренних островов Мирового океана выявляются лишь продукты базальтовой магмы [Пейве А. В., 1969; Земля, 1974; Смирнов В. И., 1975], что естественно соответствует отсутствию гранитного слоя в разрезе океанической коры. Однако детальные геохимические исследования позволяют сделать чрезвычайно важный вывод о первичных различиях океанических и континентальных основных вулканических пород. Так, в весьма интересной двухтомной монографии «Земля» [1974] находим следующие весьма интересные строки: «по сравнению с океаническими толентами континентальные базальты в общем имеют большие содержания  $K_2O$  и  $TiO_2$  и гораздо большее содержание Sr, Ba, Th, U, P, Zr, Ta, Nb и связанных с ними элементов» [т. 1, с. 376]. Это заключение подтверждает вывод Ю. М. Шейнманна [1974] о том, что нельзя рассматривать магматические продукты ранних стадий геосинклинальных структур как ископаемые океанические коры. В указанной монографии приведен следующий чрезвычайно важный вывод: «сопоставление примитивных океанических и континентальных базальтов позволяет говорить об устойчивых различиях мантийных пород под океанической и континентальной корой» [Земля, 1974, т. 1, с. 392]. Это заключение, сделанное на основании сопоставления петрологических и геохимических данных, в общем виде соответствует данным по глубинным плотностным неоднородностям в мантии Земли.

Прибрежные островные дуги, по представлениям большинства исследователей, относятся к кайнозойским геосинклинальным системам, не прошедшим на большей части своей площади орогенного этапа развития. В их пределах находится ряд эндогенных месторождений, имеющих существенное промышленное значение.

Наиболее подвижными структурами океанов являются срединно-океанические хребты; для них характерно наибольшее разнообразие магматических пород. Никаких рудных месторождений в пределах срединно-океанических хребтов не установлено. Обнаружены лишь ничтожные по масштабам рудопроявления среди серпентинизированных и пропилитизированных доэристов.

В Северной Атлантике, где выявлены положительные гравиметрические планетарные аномалии, в пределах Исландии устанавливается значительно большая дифференцированность магматических комплексов, чем это характерно вообще для площади океана. Здесь наряду с преобладающими базальтами отмечены также андезиты и даже риолиты; среди плутонических пород кроме габбро выявлены гранофиры, которые составляют несколько процентов от общей массы магматических образований острова. С указанными кислыми гипабиссальными породами ассоциирует незначительная гидротермальная мине-

рализация, представленная вкрапленностью пирита, марказита, молибденита, халькопирита, сфалерита, галенита; из нерудных минералов установлены кварц и кальцит. Минерализация приурочена к гидротермально измененным гранофирам, подвергшимся окварцеванию и аргиллитизации.

Сравнивая бесплодные в рудном отношении рифты срединно-океанических хребтов с рифтами, расположенными на континентах, В. И. Смирнов [1975, с. 5] подчеркивает, что они в целом «существенно отличаются от их континентальных аналогов, вдоль которых располагаются цепи алмазоносных кимберлитов и высокодифференцированных центральных интрузий ультраосновного — щелочного состава, сопровождаемых карбонатами с промышленными концентрациями ниобия, тантала, редких земель, минералов меди, магнетита, апатита, флогопита».

Трансформные разломы, ориентированные поперек срединно-океанических хребтов, других структур океанического дна и краев материков, расчленяют их на отдельные тектонические звенья и относятся к категории сбросо-сдвигов, протягивающихся во многих случаях на несколько тысяч километров [Смирнов В. И., 1975]. Они отличаются субпараллельностью и в некоторых случаях определенным «тектоническим шагом», находясь друг от друга в среднем на 1000—1500 км. Магматизм, приуроченный к этим крупнейшим разрывным структурам океанического дна, в общем идентичен магматизму срединно-океанических хребтов. Существенных проявлений рудной минерализации в связи с этими структурами в пределах океанов не обнаружено. При переходе из океанических пространств на материка эти разломы на площади последних часто определяют «позиции важных узлов магматогенных рудных месторождений» [Смирнов В. И., 1975, с. 6].

## НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ДАННЫЕ О МЕТАЛЛОГЕНИИ МАТЕРИКОВ

Все многообразие эндогенных рудоносных формаций приурочено к материковой (и островодужной) области земной коры, и выделение поэтому в пределах этой части Земли более дробных структурных единиц является весьма важной задачей.

Изучением главнейших структур материков и прилегающих к ним островов установлено, что интенсивно дифференцированные магматические комплексы характерны для тектонических активных элементов земной коры. Существует прямая корреляция между степенью дифференцированности магматических комплексов и интенсивностью тектонических движений, свойственных разным региональным структурам Земли.

Суммируя данные по площадям положительных и отрицательных планетарных гравиметрических аномалий, можно сделать вывод, что именно в пределах первых сосредоточены полно

тектонически расчлененные структуры с наиболее дифференцированными магматическими рудоносными формациями.

Интенсивно тектонически подвижные геосинклинальные структуры фанерозоя — ортогеосинклинальные системы, состоящие из закономерных сочетаний эвгеосинклинальных, миогеосинклинальных структур и активизированных срединных массивов, характеризуются наиболее широким дифференциальным рядом типичных для них магматических образований от ультраосновных до ультракислых и щелочных пород. Именно в пределах этих систем развиты интенсивно дифференцированные офиолитовые комплексы с месторождениями хромитов и платины и оловоносные кислые комплексы, отличающиеся совершенной магматической и эманационной дифференциацией. Именно в них весьма широко развиты колчеданное и медноколчеданное оруденения, ассоциированные с полно дифференцированными спилит-кератофировыми сериями. Наименее полный ряд магматических дифференциатов характерен для парагеосинклиналей, мало активных геосинклинальных структур, переходных к платформенным образованиям. Большое число геосинклинальных сооружений имеет промежуточный характер как по интенсивности свойственных им тектонических движений, так и по дифференцированности типичных для них магматических серий (мезогеосинклинальные системы). В их пределах практически отсутствуют (или развиты весьма незначительно) рудоносные офиолитовые комплексы с месторождениями хромитов и платины, с одной стороны, и оловоносные граниты и малые оловоносные интрузивные тела — с другой, хотя гранитоидные интрузивы с вольфрамовой, молибденовой и другой «гранитогенной» гидротермальной минерализацией развиты достаточно широко.

Среди древних платформ выделяются устойчивые, слабо подвижные и подвижные платформенные сооружения. Подвижные древние и молодые платформы (площади, относящиеся к завершенной складчатости) при большой их нарушенности переходят в территории, которые уже необходимо относить к областям и зонам тектоно-магматической активизации. В породах фундамента устойчивых и одновременно крупных древних платформ (например, Русской платформы, Западно-Африканского кратона) в большем количестве выявляются вулканогенные образования, главным образом основного, а в некоторых крайних случаях и ультраосновного (юг Африки) состава, естественно метаморфизованные в результате последующих процессов. В фундаменте подвижных платформ и связанных с ними областей эпиплатформенной активизации (например, Сибирской и Индийской платформ и Восточно-Африканской области активизации) они обычно выявляются в значительно меньших количествах. Значительные части устойчивых платформ в процессе последующего геологического развития под-

вергаются интенсивным процессам тектоно-магматической активизации, а иногда (сами они небольших размеров) активизированы полностью. Именно в таких условиях оказался наиболее «магматичный» кратон Калахари на юге Африки.

Длительный процесс дифференциации магматических образований, входящих в комплексы фундамента древних платформ, во многих случаях завершается формированием специфических массивов, расслоенных пород, особенно характерных для протерозоя (от нижнего до верхнего). В пределах древних платформ и массивов с большим количеством основных вулканитов в фундаменте выделяются магматические комплексы, в которых установлены породы от ультраосновного состава, несущие хромитовое и платиновое оруденение, до кислых гранитных, иногда оловоносных разностей.

Типичные представители подобных образований — знаменитый Бушвельдский комплекс, «Великая Дайка» в Южной Африке и комплекс Стиллуотер в шт. Монтана (США). Все подобные структуры расположены в пределах площадей с положительными аномалиями. В пределах подвижных и слабоподвижных платформ (щитов) выявляются комплексы по преимуществу основных и ультраосновных пород, несущие сульфидное медно-никелевое и никелевое оруденение с платиной и легкими платиноидами. Они особенно типичны для слабоподвижного Канадского щита (район Садбери и др.), нарушенных северных районов Балтийского щита и Сибирской подвижной платформы. Все эти районы расположены в контурах площадей с отрицательными планетарными гравиметрическими аномалиями.

В пределах подвижной Сибирской платформы подобные образования имеют уже молодой нижнемезозойский возраст и связаны с дифференцированными траппами, приуроченными к платформенному чехлу (Восточная Сибирь). Однако следует подчеркнуть, что медно-никелевые месторождения, ассоциирующие с расслоенными интрузивными комплексами основного ультраосновного состава, хотя и особо типичны для зон с отрицательными аномалиями, могут находиться и в пределах территорий с общими положительными гравиметрическими аномалиями (Инсизва в Южной Африке, некоторые месторождения в СССР и др.); докембрийские месторождения хромитов и платины, ассоциирующие с интенсивно дифференцированными расслоенными интрузивами, так же как и их аналоги в фанерозойских геосинклинальных системах, связаны практически лишь с областями, характеризующимися положительными аномалиями. В зонах со слабыми отрицательными аномалиями выявлены лишь вкрапленные хромитовые руды, которые в большинстве случаев не могут в настоящее время рассматриваться в качестве промышленных месторождений (Гренландия, Канада и др.).

Таким образом, среди платформенных сооружений, так же как и среди геосинклинальных систем, выделяется последовательный ряд, отличающийся прежде всего степенью развития в их фундаменте основных (и связанных с ними ультраосновных) вулканитов. Это обстоятельство определяет характер расчлененных интрузивов, формирующихся уже в платформенных условиях и несущих различную рудную минерализацию.

В пределах областей тектоно-магматической активизации, площадей, отличающихся пониженной тектонической активностью по сравнению с геосинклинальными системами, также выделяются территории с различной интенсивностью движений; наиболее полный набор рудоносных магматических формаций, характерных для этих структур земной коры, типичен для тех участков, где эти движения проявились наиболее активно [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., Гинзбург А. И., 1975].

Главнейшие структурно-металлогенические единицы Земли были оконтурены прежде всего по совокупности развитых в их пределах рудоносных формаций: однако эти же площади, судя по геологическим и тектоническим картам, отличаются друг от друга типом и геологическим возрастом характерных для них структурных элементов и, как было выяснено позже, различными полями планетарных гравиметрических аномалий. В пределах Европы, Африки, Азии, Австралии и зоны островных дуг западной части Тихого океана выделяются две огромные площади, отличающиеся положительными гравиметрическими планетарными аномалиями, и разделяющая их территория, характеризующаяся отрицательными аномалиями (рис. 14; см. вкладку). В этой части Земли выделяются крупнейшие структурно-металлогенические единицы, достаточно контрастно отличающиеся друг от друга геологическими и металлогеническими особенностями, а также значениями планетарных гравиметрических аномалий.

Уже отмечалось, что планетарные гравиметрические аномалии распространяются как на материковую, так и на океаническую часть Земли. Современная металлогения — это металлогения материков, и поэтому из общих площадей аномалий должны быть выделены их материковые (или островные) части.

Таким образом, на указанной территории выделяются Евроафриканская, Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийская и Азиатско-Австралийская континентальные массы. Последняя включает островные дуги западной части Тихого океана.

Первая из них обладает положительными, вторая отрицательными и третья также положительными планетарными гравиметрическими аномалиями, причем наиболее значительные положительные аномалии характерны для островодужной части, расположенной между Азией и Австралией.

В Западном полушарии, в пределах двух Америк и Грен-

ландии, выделяется одна площадь с положительными и другая со слабыми отрицательными планетарными аномалиями, причем в ее пределах установлен значительный по площади участок со слабыми положительными аномалиями. К территории с положительными аномалиями относятся основная часть Южной Америки (за исключением ее северо-восточного угла) и юго-западная часть Северной Америки. К области сложного строения со слабыми отрицательными и положительными значениями аномалий относится северо-восточная часть Северной Америки и Гренландии.

Границами между выделяемыми главнейшими структурно-металлогеническими единицами Земли в большинстве случаев являются крупнейшие зоны глубинных разломов, явные и иногда скрытые.

Особенности гравиметрических аномалий Западного полушария, как представляется автору, отражены в главнейших геологических и металлогенических чертах этой территории: здесь не наблюдается столь контрастных различий между площадью положительных и отрицательных аномалий, как это выявляется в Восточном полушарии; и геологические, и металлогенические особенности территории со слабыми отрицательными аномалиями, сочетающимися с крупным участком слабых положительных аномалий, носят по ряду признаков промежуточные черты.

Прежде всего должен быть поставлен вопрос, какими главнейшими признаками — геологическими и металлогеническими — отличаются друг от друга территории планетарных положительных и отрицательных гравиметрических аномалий, прослеживаемые на материках?

На этот вопрос, как нам представляется, сейчас можно ответить достаточно определенно.

Площади положительных планетарных гравиметрических аномалий включают наиболее тектонически активные элементы земной коры, закончившие свою активную тектоническую жизнь на различных этапах геологической истории. Они включают устойчивые древние платформы и их активизированные участки, и отдельные устойчивые докембрийские массивы, часто активно переработанные последующими тектоническими движениями, но превратившиеся в платформенные структуры раньше участков подвижных платформ. Анализом особенностей фундамента подобных структур выявлена их особая насыщенность магматическими формациями, и по этому и другим признакам можно прийти к выводу, что это были наиболее тектонически активные структуры древнейшего этапа геологического развития Земли [Козеренко В. Н., 1976].

В пределах площадей положительных аномалий расположены наиболее тектонически активные геосинклинальные

системы фанерозоя. Эти их особенности выражаются в весьма большой длительности геосинклинального развития многих из них и наличии в этих геосинклиналях полно и ярко выраженных ортогеосинклинальных свойств. Практически все геосинклинальные системы кайнозойского альпийского и мезозойского возраста расположены в пределах площадей положительных планетарных гравиметрических аномалий. Этим весьма четко подчеркивается принадлежность подобных площадей к территориям, длительно развивающимся в условиях высокой тектонической активности. Исключения составляют некоторые парагеосинклинали и отдельные шовные и «вырождающиеся» геосинклинали (в пределах Афганистана, Пакистана, Северо-Западной Канады, Аляски и др.), характеризующиеся главным образом не крупными месторождениями раннего этапа развития геосинклиналей и располагающиеся на площади отрицательных глобальных аномалий. Герцунские геосинклинальные системы с полно выраженным начальным и раннегеосинклинальным магматизмом, а также с четко развитыми орогенными формациями (включая оловоносные интрузивы) находятся в контурах положительных аномалий или в пограничных зонах.

Области и зоны тектоно-магматической активизации разного возраста характерны как для положительных планетарных аномалий, так и для отрицательных. Однако развитые в пределах положительных аномалий они несут определенные черты отличий, о чем будет сказано дальше.

Следует подчеркнуть, что некоторые структуры, расположенные в контурах положительных аномалий и по своим металлогеническим свойствам типичные для них, при переходе по простиранию в область отрицательных аномалий, хотя и меняют свой характер, но сохраняют некоторые общие, присущие им особенности. В этом отношении наиболее типичен самый крупный оловоносный пояс Земли (Бирмано-Малазийско-Индонезийский). В пределах его юго-восточного Индонезийского фланга находятся наиболее продуктивные районы собственно оловянных месторождений, и именно этот район, расположенный в области активной аномалии положительного знака, характеризуется весьма интенсивными мезозойскими движениями и высоким развитием оловоносных гранитов. При движении на северо-запад уменьшается интенсивность мезозойских дислокаций, соответственно оруденение становится оловянно-вольфрамовым, а на северо-западном фланге пояса, главным образом на территории Бирмы, уже в области отрицательных аномалий начинает преобладать вольфрамовая минерализация; однако оловянное оруденение, вообще не свойственное площадям с отрицательными аномалиями, и здесь развито достаточно широко.

Казалось бы, серьезным исключением является Гималай-

ская горная система, которую многие исследователи рассматривают в качестве звена Тетиса, относящегося якобы полностью к альпийской геосинклинальной системе. Индийские Гималаи расположены на площади отрицательной планетарной гравиметрической аномалии, и только Тибетские Гималаи заключены в контуры интенсивно выраженной Центрально-Азиатской положительной аномалии.

Мы отнесли Гималаи к особому типу зон тектоно-магматической активизации [Козеренко В. Н., 1976]. В настоящей работе, прежде всего металлогенической, необходимо подчеркнуть, что в пределах горного сооружения Индийских Гималаев отсутствуют значительные эндогенные рудные месторождения, характерные для альпийской Средиземноморской зоны. Они заканчиваются в Восточном Иране. Мелкие хромитовые месторождения Сулейман-Киртарских гор относятся уже к специфической шовной геосинклинали, которую нет основания включать в систему Средиземноморской геосинклинальной системы.

Высказанные общие положения о главных геологических (тектонических) отличиях областей положительных планетарных гравиметрических аномалий от отрицательных, в значительной мере определяют и их металлогенические особенности.

### **Сравнительный геолого-металлогенический анализ Евроафриканского мегаблока и континентальной массы, расположенной к востоку от него**

Весьма четко эти отличительные черты проявляются в рядах эндогенных рудоносных формаций, характерных для фанерозойских геосинклинальных систем. Наиболее показательным примером здесь является сравнение Евроафриканской континентальной массы с расположенной к востоку от нее Сибирско-Индостано-Мадагаскар-Западно-Австралийской.

Евроафриканская континентальная масса в северной своей части на востоке обрамляется герцинской уральской геосинклинальной системой. Как известно, в этой геосинклинальной системе сосредоточены магматогенные рудоносные формации, типичные для ранних этапов развития эвгеосинклиналей, однако здесь широко развиты и месторождения, характерные для орогенного этапа геосинклинальных систем. Именно на Урале весьма интенсивно (более интенсивно, чем где-либо еще в пределах геосинклинальных структур Земли) проявлены дифференцированные ультраосновные комплексы, с которыми ассоциируются месторождения хромитов и платины. Здесь же весьма широко распространены медноколчеданные месторождения, генетически связанные с дифференцированными спилит-кератофировыми вулканическими сериями. Эти месторождения, за исключением месторождений платины, широко, хотя и менее интенсивно, проявлены в пределах

Средиземноморского пояса Европы и Малой Азии. Месторождения хромитов, подобные уральским, известны на Кавказе, в Турции, на Кипре, в Югославии и особенно в Албании. В более западный сегмент Средиземноморского пояса они не проходят.

Медно- и серноколчеданные месторождения уральского типа интенсивно проявлены не только в Малой Азии и Южной Европе. Некоторые из них приурочены к каледонидам Западной Европы, представляющим собой в основном пограничную структуру, расположенную уже на площади отрицательной аномалии. Эта последняя геосинклинальная структура развита неполно, так как для нее характерны лишь комплексы ранних этапов геосинклинальных систем.

Таким образом, устойчивая Восточно-Европейская платформа окружена на востоке, юге и частично на северо-западе эвгеосинклинальными сооружениями фанерозоя, в пределах которых интенсивно, а в некоторых провинциях весьма интенсивно, развиты магматогенные рудоносные формации, характерные для раннего этапа развития геосинклиналей.

В пределах Западно-Европейских герцинид широко развиты также месторождения олова, типичные для орогенного этапа развития геосинклиналей; среди них главными являются образование касситерит-кварцевой формации. Они приурочены в основном к активизированным срединным массивам (рис. 15). Несмотря на то что оловянные месторождения начали разрабатываться еще в средние века, а в некоторых рудных районах и раньше, можно сказать, что Западная Европа является одной из крупнейших оловорудных областей мира. Крупнейшие провинции в ее пределах — Корнуольская в Англии, Рудные горы в Центральной Европе и провинция Пиренейского полуострова. Здесь широко также развиты олово-вольфрамовые месторождения. Герцинские геосинклинальные структуры, окружающие Восточно-Европейскую платформу, отличаются чрезвычайно ярким проявлением геологических и металлогенических черт, характерных как для собственно геосинклинального, так и для орогенного этапов развития геосинклинальных систем. Нигде больше на Земле они не выражены с такой полнотой. С комплексами этой возрастной группы связаны месторождения ранних этапов — хромитов, платины, колчеданных и медноколчеданных руд, а также поздние орогенные этапы, в том числе наиболее поздняя их стадия, с которой ассоциируют месторождения олова. В Южной Европе и Малой Азии это колчеданные месторождения медно-пиритового пояса Пиренейского полуострова (Рио-Тинто, Тарсис, Ла-Царца, Сан-Доминго и др.), месторождения Ирландии (Авока), месторождения Чехословакии, ФРГ и СССР и др. Месторождения хромитов этого этапа, кроме Урала, развиты, по-видимому, на Балканском полуострове, а возможно, и в ряде других мест.

С герцинскими гранитами этой территории связаны весьма разнообразные эндогенные образования: пегматиты с разной минерализацией (Sn, Ta — Nb, U, Th, TR, Zr, Be, Li и др.), скарновые железорудные и шеелитоносные скопления, грейзеновые и высокотемпературные образования, в которых кроме главной олово-вольфрамовой минерализации, присутствуют

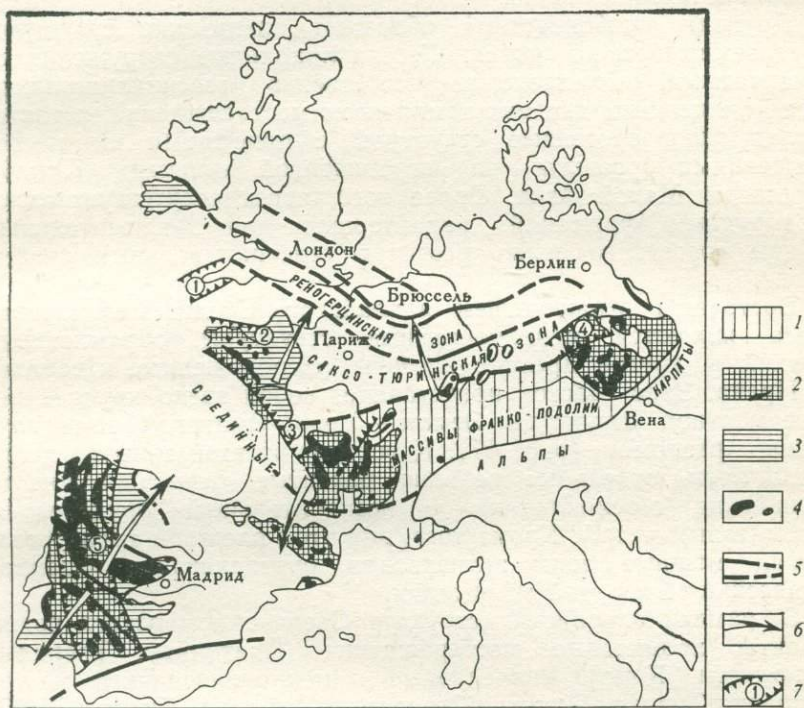


Рис. 15. Структурная схема герцинид Европы. По Ж. Обуэну [Магакян И. Г., 1974].

1 — геосинклинальные поднятия; 2 — срединные массивы; 3 — геосинклинальные прогибы; 4 — граниты; 5 — зоны с грейзеновой минерализацией; 6 — направление смещения геосинклинальных прогибов; 7 — зоны минерализации: 1 — Корнуэльская, 2 — Армориканская, 3 — Центрально-Французская, 4 — Рудногорская, 5 — Иберийская

минералы висмута, молибдена, мышьяка и других металлов, месторождения золота, часто приуроченные к сложным сульфидным комплексам, кроме того широко распространены свинцово-цинковые и сурьмяные (иногда с золотом) месторождения, а также месторождения флюорита, барита и др. Выдающееся значение имеют месторождения ртути в районе Альмаден в Испании.

В пределах герцинид Западной Европы широким распространением пользуются различные формации урановых руд, среди которых особенно крупные месторождения пятиэлемент-

ной формации (Ni — Co — Bi — Ag — U). Возможно, что возраст некоторых месторождений более молодой, и они приурочены к этапам тектоно-магматической активизации.

В пределах герцинских структур рассматриваемой территории развиты и другие рудные образования этапа активизации — карбонатиты и кимберлитоподобные породы с пиропами и проявлениями алмазов.

Другими особенностями обладают альпийские структуры Средиземноморского пояса. Геосинклинальные сооружения со складчатыми комплексами собственно геосинклинального этапа с типичным для них комплексом месторождений, а также последующие орогенные структуры с присущими им месторождениями развиты на ограниченной площади Южной Европы и Малой Азии. Более того, здесь отсутствует серия оловорудных формаций, характерных для заключительных стадий орогенного этапа развития геосинклинальных систем (рис. 16).

Восточным ограничением альпийского Средиземноморского пояса являются меридиональные структуры, обрамляющие Луцкий и другие древние массивы, расположенные к востоку от Ирана. Этот участок представляет собой звено крупнейшей линейной структуры Земли — Урало-Оманской зоны глубинных разломов (рис. 17). К востоку от этой зоны расположены лишь отдельные неполно развитые, «вырождающиеся» альпийские геосинклинали с незначительным оруденением (хромитовым и др.). Кроме того, для этой площади характерны весьма мощные зоны активизации, определяющие металлогенический облик этой территории.

В рамках альпийских структур Средиземноморского пояса развиты хромитовые месторождения (Анатолиды, Тавриды, Балканиды, Кипр), колчеданные и медноколчеданные месторождения Турции, Греции, Югославии, Албании, Кипра, СССР. Среди месторождений, ассоциирующих с гранитами, необходимо отметить вольфрамовые и молибден-вольфрамовые месторождения скарнового и гидротермального типов, содержащие также иногда сурьму, ртуть и другие металлы (месторождения СССР, Турции, Северной Африки).

Широко распространены, особенно в пределах Карпато-Балканской области, различные типы месторождений меди, свинца и цинка, флюорита, барита и других эндогенных рудных образований. Среди них развиты меднопорфировые месторождения, содержащие значительные запасы молибдена.

В пределах альпийской складчатости зоны Западной и Южной Европы, а также Малой Азии выделяется большое число специфических близповерхностных рудных месторождений, многие из которых ассоциируют в основном с вулканическими комплексами и субвулканическими телами андезитов, дацитов, липаритов. Среди этих месторождений выделяются

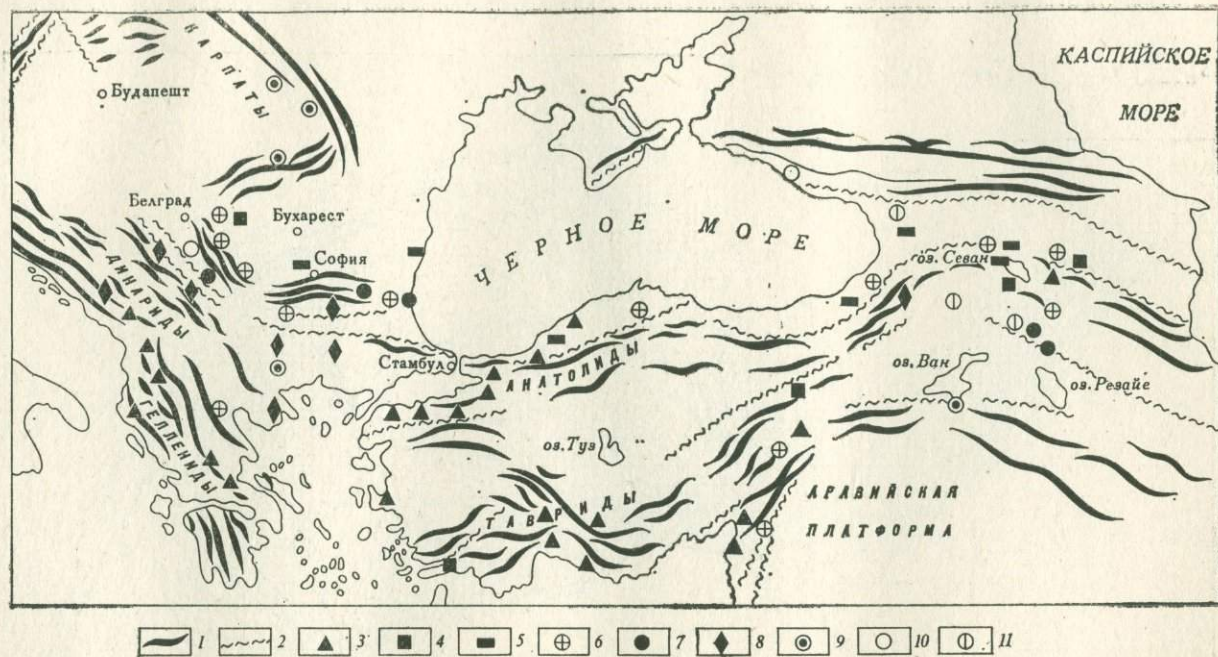


Рис. 16. Структурно-металлогеническая схема Балкан, Анатолии и Кавказа—Закавказья. По И. Г. Магакьяну [1974].

1 — главные складки; 2 — главные зоны разломов; 3—11 — главные рудные месторождения: 3 — хромита, 4 — железа, 5 — марганца, 6 — меди, 7 — меди и молибдена, 8 — свинца и цинка, 9 — золота, 10 — сурьмы и ртути, 11 — мышьяка

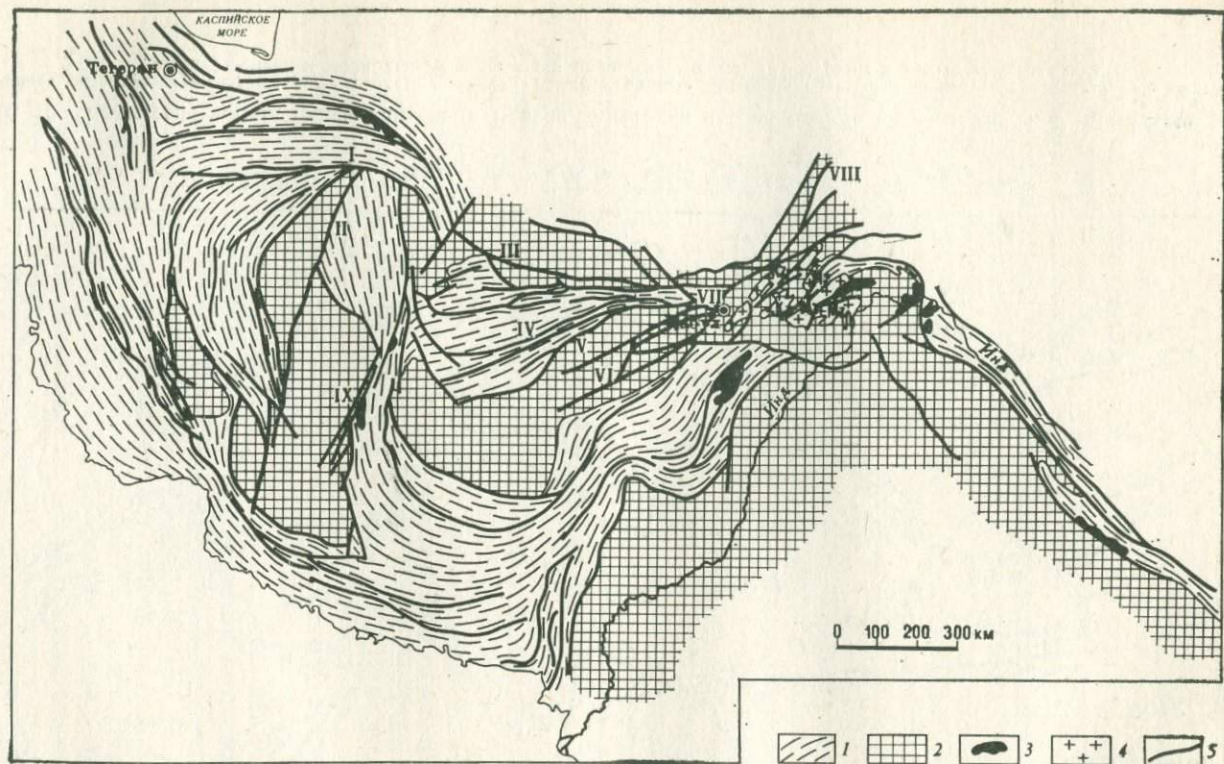


Рис. 17. Тектоническая схема восточного окончания Средиземноморского альпийского складчатого пояса.

1 — альпийские складчатые комплексы; 2 — докембрийские массивы; 3 — гипербазиты; 4 — массивы древних гранитоидов; 5 — крупнейшие разломы: I — Кевирский, II — Найбандский, III — Герирудский, IV — Фарахрудский, V — Гильмендский, VI — Аргандабский, VII — Панджшерский, VIII — Центрально-Бадахшанский, IX — Восточно-Лутская зона разломов

существенно золоторудные и золото-серебряные, свинцово-цинковые и медные, сурьмяные и ртутные; в некоторых из них развиты теллуриды. Весьма характерны различные комплексные месторождения с наложенными различными этапами рудной минерализации. Подобные «альпийские месторождения» представляют собой важную и характерную черту Средиземноморского пояса.

Говоря о специфических металлогенических особенностях зоны Средиземноморской складчатой Европы (и частично Северной Африки), необходимо подчеркнуть наличие здесь крупных месторождений ртути (Идрия, Монте-Амиата и др., более древний ртутоносный район Альмаден). Подобные месторождения известны и в других областях, в том числе и в пределах площадей с отрицательными планетарными аномалиями, однако именно в указанном участке наблюдаются наиболее крупные скопления ртутных руд из известных на Земле.

Подводя общий итог, следует подчеркнуть, что среди геосинклинальных систем фанерозоя, окружающих и примыкающих с одной стороны к Восточно-Европейской платформе, а с другой — к Северо-Африканской и Аравийской, выделяются каледонские структуры (каледониды Европы), которые, по выражению Н. С. Шатского, умерли «в юношеском возрасте» и характеризуются серией месторождений, типичных для ранних этапов развития геосинклинальных систем, а также чрезвычайно полно и ярко проявленные герциниды, с весьма разнообразными сериями месторождений, типичных для полно развитых ортогеосинклинальных систем, и альпиды, которые представляют собой, как это и отмечалось Н. С. Шатским, остаточную геосинклинальную систему; последнее отражено в металлогенических особенностях Средиземноморского альпийского пояса.

Южная часть Евроафриканской континентальной массы представлена главным образом структурами докембрийского возраста и наложенными структурами — областями и зонами тектоно-магматической активизации различного типа. В пределах этой территории выявлены самые крупные запасы хромитов и весьма крупные запасы платины и других платиноидов (Бушвельдский комплекс, «Великая Дайка» в Южной Африке). К этой же площади приурочены уникальные по размерам золото-урановые месторождения Витватерсранда и многочисленные месторождения древней золоторудной формации. Запасы золота только в одной Южно-Африканской Республике составляют около 70—75 % от запасов всех промышленно развитых капиталистических и развивающихся стран.

Здесь же широко развиты древние золото-сурьмяные жильные месторождения, дающие значительную часть мировой продукции сурьмы. Широко распространены в различных странах Африки месторождения пегматитов и близких к ним высоко-

температурных гидротермальных образований. В размещении отдельных типов подобных месторождений наблюдается интересная закономерность. Остров Мадагаскар и восточный край Африканского континента относятся к области отрицательной планетарной аномалии, в то время как преобладающая по площади часть материка расположена в контурах положительной аномалии. В области отрицательной аномалии находится основная часть пегматитов с мусковитом, бериллиевой и литиевой минерализацией, с которой ассоциирует подчиненная тантало-ниобиевая минерализация (колумбитовая). Подобная минерализация пегматитов вообще характерна для областей отрицательных аномалий. В центральных частях материка (восточная часть Заира, Бурунди и Руанда) распространены пегматиты (Манэно-Китотоло и др.) и высокотемпературные гидротермальные жильные месторождения, с которыми связано в основном оловянное оруденение, ассоциирующее с тантало-ниобиевым. Во многих подобных пегматитах широко представлены также вольфрамовое, молибденовое, медное и другие оруденения. Бериллиевая, литиевая и мусковитовая минерализации отходят на второй план. Эта закономерность как бы нарушается наличием крупного пегматитового поля Бикита (Зимбабве) с литиевой, частично бериллиевой, цезиевой и подчиненной оловянной минерализацией, находящегося в краевой части поля положительной аномалии. Однако следует учитывать, что это месторождение очень древнего (архейского) возраста, и в период его формирования границы между планетарными аномалиями разного знака, вероятно, имели другое положение. К тому же это месторождение переходного характера.

Восточная часть Африканского континента, особенно насыщенная пегматитовыми месторождениями, относится к крупной Восточно-Африканской области тектоно-магматической активизации, расположенной вдоль границы планетарных гравиметрических аномалий разного знака. Интересно отметить, что подобная по характеру минерализации и геологическим особенностям и весьма значительная по масштабам Восточно-Бразильская зона тектоно-магматической активизации также приурочена к стыку планетарных аномалий положительного и отрицательного знака.

В пределах Африканского континента выделяется одна важная и специфическая формация магматогенных образований — колумбитоносные и оловоносные граниты Нигерии, связанные с мощной зоной тектоно-магматической активизации. Они дают примерно 65 % продукции колумбита и около 5 % оловянных концентратов, добываемых в промышленно развитых капиталистических и развивающихся странах.

Евроафриканская континентальная масса характеризуется весьма широким развитием карбонатитов, несущих ниобиевое оруденение, редкие земли, апатиты, магнетит, флогопит, иногда

медную минерализацию. Особенно распространены карбонаты в Африке, где находится около 50 % всех известных карбонатитовых месторождений, и в пределах Северной Европы.

Основная часть алмазов, связанных с кимберлитовыми трубками в развитых капиталистических и развивающихся странах, приурочена к Африканскому континенту (96—98 %).

На северном фланге Евроафриканского глобального мегаблока, в пределах древних структур Восточно-Европейской платформы, также расположен ряд важных провинций и рудных районов.

С докембрийскими, по преимуществу нижнепротерозойскими, комплексами Украинского щита и Воронежской антеклизы связаны наиболее крупные из известных железорудные месторождения метаморфогенного генезиса; большая часть этих руд имеет, по-видимому, первичное осадочно-вулканогенное происхождение.

Крупные месторождения железистых кварцитов известны также и в пределах Балтийского щита; здесь же (в Швеции) расположены крупные железорудные месторождения, связанные с лептитовыми комплексами. На Балтийском щите известны также значительные по масштабам медноколчеданные, медно-цинковые и колчеданные полиметаллические месторождения (Оутокумп, Болиден, Фалун и др.), ассоциирующие с древними метаморфизованными вулканитами. На этой же территории установлены оловянные месторождения (район Питкяранты). В Финляндии, в районе Кеми, установлены значительные по масштабам месторождения хромитов. Необходимо также отметить, что в складчатой зоне, обрамляющей с востока Восточно-Европейскую платформу, в пределах миогеосинклинальной зоны уралид, но среди комплексов доуральской консолидации, расположен хромитоносный Сарановско-Вишерский пояс ультрабазитов. Формирование этого пояса связывают с субплатформенным этапом развития восточной окраины платформы [Смирнова Т. А., 1977]. В пределах Балтийского щита широко распространены также пегматиты с мусковитовой и редкометальной минерализацией. Характеризуя металлогению Восточно-Европейской платформы и связанные с ней структуры, необходимо отметить важный ртутноносный район в Донбассе.

Заканчивая краткое описание особенностей эндогенной рудной минерализации Евроафриканской континентальной массы, необходимо подчеркнуть, что северный ее край (районы Северной Европы) характеризуется специфической металлогенией. Здесь проявлены мощные процессы тектоно-магматической активизации и расположены такие всемирно известные магматогенные комплексы, как щелочные породы Хибин и ультраосновные — щелочные комплексы и ассоциирующие с ними уникальные месторождения апатитов и других известных месторождений

Кольского полуострова, а также сульфидные медно-никелевые месторождения Северной Европы (СССР, Финляндия), что придает особый характер оруденению северной краевой полосы, резко выделяя ее из всей остальной площади Евроафриканской континентальной массы. Следует отметить, что именно в этих районах проходит граница между положительными и отрицательными планетарными гравиметрическими аномалиями, и названные районы Северной Европы относятся уже в основном к площади отрицательной планетарной гравиметрической аномалии.

Расположенная к востоку крупная континентальная масса включает Западную и частично Восточную Сибирь, районы Казахстана и других республик Средней Азии, Афганистан, Пакистан, Индию и Непал, острова Шри-Ланка и Мадагаскар и, наконец, Юго-Западную Австралию. Западной границей этой территории является система глубинных разломов, известная под названием Урало-Оманского линеймента. В районе Аденского залива эта граница резко поворачивает на запад и в конце его столь же резко сворачивает на юг, проходя по системе Великих Африканских разломов и отсекая Рог Африки и самую восточную часть континента от западной большей части материка, относящегося к охарактеризованной выше Евроафриканской континентальной массе.

На востоке описываемая континентальная масса также обрамляется зоной весьма крупных глубинных разломов. Северный ее отрезок намечен Н. П. Херасковым [1963]. Однако в районах Забайкалья эта система разломов заворачивает на юго-запад, а не прослеживается в субмеридиональном направлении, как это показано на схеме. Здесь эта зона разломов отграничивает область активных герцинских движений Забайкалья и Монголии от байкалид и древних каледонид, расположенных в основном к северо-западу от нее. Система этих разломов доходит до Баян-Хонгорского глубинного разлома в Монголии, имеющего северо-западное простирание, и прерывается им. Указанная грандиозная система глубинных разломов названа автором Сибиро-Монгольским линейментом.

В районах Южной Монголии главное значение приобретает субширотная зона, отграничивающая полосу активного проявления герцинских движений от районов, где эти движения проявлены значительно слабее. Эта полоса оконтуривает с севера зону китайских байкалид и Таримский массив. Пограничные глубинные разломы, обрамляющие эту полосу на севере, и являются границей между отрицательными и положительными планетарными гравиметрическими аномалиями.

В районах Средней Азии эта субширотная зона (важнейшая структурная линия Тянь-Шаня) смыкается с Таласо-Ферганским глубинным разломом северо-западного простирания. От места сочленения субширотной зоны с глубинным разломом

последний приобретает главное значение и служит границей между площадями отрицательных и положительных планетарных аномалий. Несколько юго-восточнее глубинный разлом смыкается с системой субширотных глубинных разломов, отделяющих Срединный Тянь-Шань от Южного. Таким образом, несмотря на сложную конфигурацию указанной границы, она везде имеет один и тот же определенный геологический смысл, и отделяет область весьма активных герцинских движений от территории каледонид или от относительно слабого проявления герцинских тектонических процессов.

Южный отрезок этой границы проведен приблизительно: он проходит по плохо изученным районам Западного Китая, Тибета, Индокитая и Индонезии. В Австралии эта граница намечается достаточно ясно и отсекает юго-западную часть континента от северо-восточной большей части этого материка.

Северным флангом указанной огромной территории являются Сибирская платформа, складчатые сооружения байкаlid и древних каледонид. Алданский щит и вся территория, обычно относившаяся к юго-восточной части Сибирской платформы, должны быть как по геологическим и металлогеническим особенностям, так и по принадлежности к положительной планетарной аномалии отнесены уже к другому региональному структурному элементу. Для Алданского щита характерна особая насыщенность породами — амфиболитами и основными кристаллическими сланцами, которые представляют собой главным образом измененные основные вулканиты. В ряде случаев они «слагают существенную часть разреза» [Лазько Е. М., 1975, с. 7].

В пределах этой последней территории выделяются следующие основные структурные элементы: Алданский щит и протерозойское складчатое сооружение Становика-Джугджура, обрамляющее щит с юга, Юдомо-Майский платформенный прогиб, находящийся на северо-востоке этой весьма древней платформы, и наиболее прогнутая часть Вилюйской синеклизы, занимающая северо-западную ее часть. Соединяясь, две последние структуры обрамляют Алданский щит с севера. Севернее этого платформенного сооружения, которое лучше всего именовать Алданской платформой, расположена Верхояно-Чукотская мезозойская складчатая область, а южнее — цепочка остаточных мезозойских геосинклиналей (Восточно-Забайкальской, Верхне-Приамурской, Удской), наложенных на герцинские складчатые сооружения. С запада это платформенное сооружение срезается чрезвычайно крупным глубинным разломом, линеamentом первого порядка, о котором уже говорилось и который именно здесь был намечен еще Н. П. Херасковым.

К глубинным субширотным разломам, отграничивающим отдельные элементы Алданской платформы, приурочены крупные ультраосновные интрузии.

Алданская платформа — сооружение весьма древнее. Радиологический возраст наиболее молодых свит кристаллического ее фундамента составляет 1,8—1,9 млрд. лет. Среднепротерозойские терригенные отложения залегают на породах кристаллического фундамента с резким угловым несогласием и существенным образом отличаются от них степенью метаморфизма. Некоторые участки этой платформы сформировались еще раньше. Так, удоканская нижнепротерозойская серия, развитая в пределах северо-западного угла платформы, имеет уже характер своеобразного платформенного чехла.

Алданская платформа, сочетаясь с крупными и весьма крупными мезозойскими складчатыми сооружениями, подверглась процессам интенсивной мезозойской и более древней активизации.

Платформа и обрамляющие ее складчатые области и системы являются частью огромного Северного Восточно-Азиатского мегаблока (мегаблок первого порядка), характеризующегося положительными гравиметрическими аномалиями. Структурно-геологические и металлогенические особенности этой территории описаны позже.

Сибирская подвижная платформа от устойчивой Восточно-Европейской и других ей подобных платформ и устойчивых докембрийских массивов отличается интенсивным трапповым магматизмом. С дифференцированными траппами связаны многочисленные магматогенные месторождения. В районах выходов фундамента Сибирской платформы последний чаще всего подвергался процессам тектоно-магматической активизации, и с магматическими комплексами, приуроченными к этапу активизации, связаны разнообразные эндогенные месторождения.

В состав фундамента Сибирской платформы (в суженном понимании этого термина) входит не только докембрий, но и в ряде районов кембрийские отложения (байкалиды — ранние каледониды). Таким образом возраст этой платформы, по сравнению с Алданской, значительно более молодой.

В северо-западной части платформы расположены сульфидные медно-никелевые месторождения с платиноидами, приуроченные к дифференцированным траппам платформенного чехла. С траппами также связаны два типа железорудных месторождений — контактово-метасоматические и гидротермальные, и магматические скопления титаномагнетитов. Железорудные месторождения образуют хорошо известную Ангаро-Илимскую группу месторождений. В северо-восточной части платформы недавно околтурен район развития алмазоносных кимберлитовых трубок. С Гулинской интрузией этапа активизации связаны месторождения титаномагнетитов и флогопита. В Забайкалье с мезозойской активизацией связаны месторождения вольфрама и молибдена, полиметаллических руд, флюорита. Кроме того, с траппами ассоциируют гидротермально-метаморфиче-

ские месторождения исландского шпата и мелкие полиметаллические проявления.

В породах фундамента Сибирской платформы выявлены колчеданно-полиметаллические и стратиформные месторождения. Подобные месторождения, характерные для фундамента многих платформ — устойчивых (Балтийский щит, Южная Африка) и слабо подвижных (Канадский и Австралийский щиты) и подвижных (Сибирская и Индийская платформы), — не могут быть отличительными признаками металлогении рассматриваемой территории.

В пределах Сибирской платформы расположено несколько золотоносных районов, многократно описанных в геологической литературе, в которых в основном разрабатываются россыпи, но установлены и коренные месторождения. К подобным районам относятся Ленский золотоносный район и месторождения Енисейского края. Южнее расположена обширная территория каледонид Алтае-Саянской горной страны и герцинид, занимающих значительную площадь. Они включают Алтай, Калбу, Салаир, Центральный Казахстан, Северный и Срединный Тянь-Шань и другие более мелкие структурные подразделения.

Эта крупная территория находится между Сибирской и Индийской платформами. Отличительный геологический признак всей этой территории — отсутствие типичных ортогеосинклинальных систем. Именно этот признак определяет ее главные металлогенические особенности.

Приведем необходимый фактический материал.

В пределах каледонских структур Восточных Саян, казалось бы, наиболее резко выражены эвгеосинклинальные черты. Здесь выявляются породы гипербазитовой формации, с ними ассоциируются мелкие рудопроявления хрома, однако ни одного месторождения этого металла здесь не установлено. В Центральном Казахстане также известны гипербазитовые пояса, но рудоносных формаций, характерных для раннего этапа развития геосинклинальных систем, здесь также не обнаружено.

В пределах этой территории широко развиты колчеданно-полиметаллические стратиформные месторождения (Рудный Алтай, Центральный Казахстан). Они как бы замещают собой колчеданные и медноколчеданные месторождения, характерные для Урала, Малой Азии, Южной и Западной Европы. Однако в ряде работ Д. И. Горжевского и других исследователей доказано, что эти месторождения, хотя и связываются постепенными переходами с образованиями типа медистых колчеданов, ассоциируют с иными магматическими формациями базальт-липаритового ряда (с преобладанием кислых пород) и образуются в иных структурных условиях.

Среди рассматриваемой обширной территории выделяется ряд рудных провинций и крупных рудных районов.

В пределах Алтае-Саянской горной страны каледонского возраста особую роль играют контактово-метасоматические золоторудные месторождения и золотые кварцеворудные. В пределах Тувинской области находится оригинальное гидротермальное медно-никеле-кобальтовое оруденение Ховахси. Выявляются ртутные пояса, приуроченные к зонам глубинных разломов. У южной оконечности Байкала расположено известное контактово-метасоматическое флогопитовое месторождение Слюдянка. Развита нефелиновые породы, которые могут быть использованы как сырье на алюминий.

Особое значение имеют герцинские сооружения Рудного Алтая и Калбы и примыкающий к ним каледонский Горный Алтай. Здесь развиты комплексные колчеданно-полиметаллические месторождения, содержащие кроме главных — свинца, цинка и меди — золото и другие металлы, а также вольфрам-оловянный пояс Калбы, золото-кварцевые, золото-антимонитовые и свинцово-цинковые образования Западной Калбы и молибден-вольфрамовые месторождения Горного Алтая. Кроме того, здесь обнаружены контактово-метасоматические месторождения железа и в Горном Алтае выявляется пояс мелких ртутных месторождений. В Центральной Калбе установлены сульфидные медно-никелевые месторождения магматического генезиса, характеризующиеся низким содержанием полезных компонентов.

Большое значение имеет рудная провинция Центрального Казахстана. На первом месте здесь находятся различные медные месторождения — прожилково-вкрапленные руды с молибденом, скарновые, медистые песчаники. Широко развиты скарновые железорудные и полиметаллические месторождения.

В пределах этой провинции выявлен ряд молибден-вольфрамовых месторождений (иногда с оловом, медью), свинцово-цинковые месторождения и др. Как уже говорилось, здесь имеются колчеданно-полиметаллические месторождения, во многом аналогичные рудноалтайским (месторождения атасуйского типа). Выявлены низкотемпературные гидротермальные месторождения с сурьмой.

В Тянь-Шане (рис. 18) наиболее важные месторождения находятся в его южной герцинской части (Южный Тянь-Шань), расположенные в пределах Центрально-Азиатского мегаблока положительных планетарных аномалий. Здесь выявлено большое число скарновых месторождений вольфрама и молибдена, золото-кварцевые и оловянные месторождения, арсенопиритовые рудные образования и флюоритовые месторождения и др. К зоне пограничных разломов приурочен известный Южно-Ферганский пояс сурьяно-ртутных месторождений.

Совершенно иной металлогенический характер имеет Северный и Срединный Тянь-Шань. Особо место в его пределах занимают медное Алмалыкское месторождение прожилково-

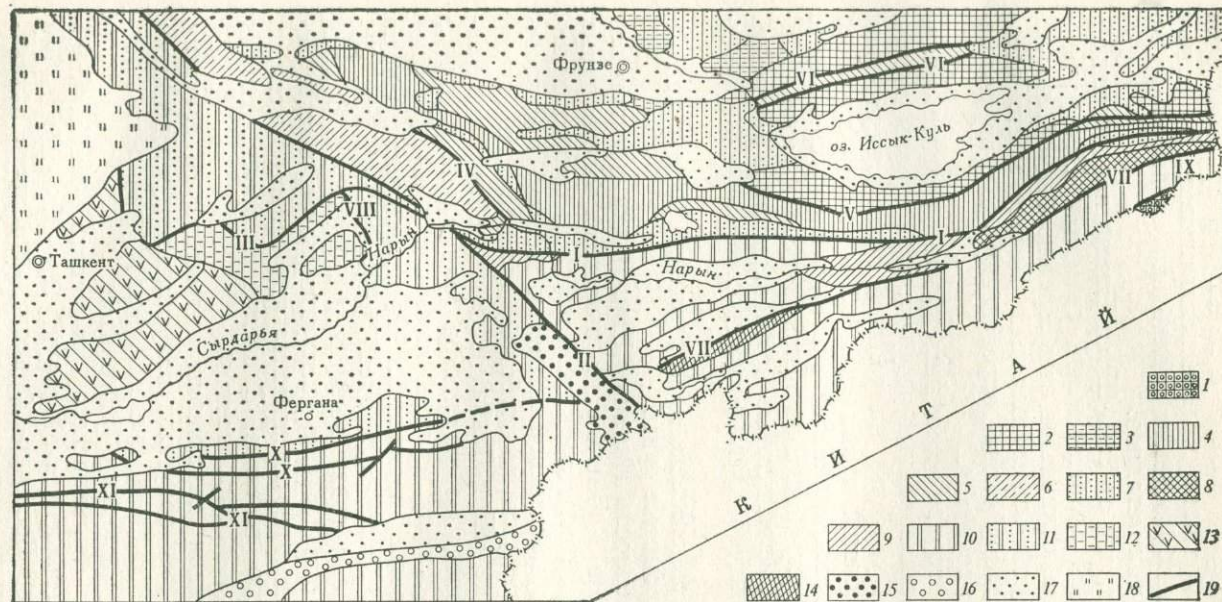


Рис. 18. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня. По В. И. Кнауфу и Д. П. Резвому [Лазыко Е. М., 1975] с изменениями и дополнениями.

I — окраина Таримского массива; Северо-Тяньшаньская каледонская складчатая область; 2 — срединные массивы; 3 — эпибайкальский прогиб на срединном массиве; 4 — раннекаледонская складчатая зона; 5 — позднекаледонская складчатая зона; 6 — зона байкальской складчатости, переработанная каледонскими движениями; 7 — эпикаледонские прогибы; Южно-Тяньшаньская складчатая система; 8 — остатки срединного массива; 9 — позднекаледонские структуры наложенных прогибов; 10 — зоны герцинской складчатости; 11 — зоны герцинской складчатости, наложенные на каледониды; 12 — остатки срединного массива, сильно переработанного герцинскими движениями; 13 — вулканогенная зона герцинской складчатости, наложенной на каледониды; 14 — Атбашинский блок докембрийского (?) основания; 15 — юрский приразломный зона герцинской складчатости; 16 — мезозойско-кайнозойский приразломный прогиб; 17 — мезозойско-кайнозойские межгорные и предгорные депрессии; 18 — синеклиза Туранской плиты; 19 — региональные разломы: I — важнейшая структурная линия Тянь-Шаня, II — Таласо-Ферганский, III — Кассанский, IV — Ичкелетау-Сусамырский, V — Центрально-Терскайский, VI — Чилико-Кеминский, VII — Атбаш-Иныльчекский, VIII — Карасуйский, IX — Кокшаальский, X — Южно-Ферганский, XI — Туркестанский

вкрапленных руд, так называемые телетермальные свинцово-цинковые месторождения Каратау, полиметаллические месторождения Карамазара и Чаткальского хребта, скарновые магнетитовые месторождения (иногда с медью). В пределах этой территории известны также мелкие пегматитовые, скарновые и гидротермальные образования молибдена, вольфрама, золота, мышьяка и других металлов.

Расположенный к югу от Тянь-Шаня Памир находится в области уже указанной положительной аномалии Центрально-Азиатского мегаблока, отличается относительно бедной, но разнообразной эндогенной минерализацией. Первое место здесь занимают месторождения олова; определенную роль играют месторождения горного хрусталя.

В Афганистане горная промышленность развита очень слабо, и сведения о минеральных ресурсах этой страны весьма отрывочны. Имеются указания на наличие полиметаллических руд, небольших скоплений хромитов и об открытии крупного железорудного месторождения. Недавно выявлен крупный пояс пегматитовых месторождений с литиевой минерализацией. Широко развиты мелкие пегматитовые месторождения с бериллом. Совсем недавно выявлено крупное месторождение типа медистых песчаников.

В Пакистане из эндогенных месторождений имеют некоторое значение лишь хромовые руды.

Горная промышленность Индии и Шри-Ланки насчитывает тысячелетнюю историю. Кроме хорошо известных золоторудных месторождений древней золоторудной формации, свинцово-цинковых и медных (с существенной примесью никеля) месторождений, разрабатывающихся с глубокой древности, в Индии, а также на о. Цейлоне (Шри-Ланка) издавна добываются драгоценные камни и слюда из пегматитов (аквамарин и другие разновидности бериллов, сапфир, лунный камень и т. д.). По слюдоносным (мусковитовым) пегматитам Индия занимает одно из первых мест в мире. Кроме того, здесь добывали алмазы. Существенную роль играют также пегматиты с бериллом. Запасы хромовых руд, хотя они успешно эксплуатируются, весьма незначительны. В Индии имеются значительные запасы железных руд метаморфогенного генезиса. В последнее время открыто несколько месторождений карбонатитов.

Для о. Мадагаскара характерны пегматиты со слюдами (мусковитом), бериллом, попутным колумбитом, драгоценными и полудрагоценными камнями, пьезокварцем и различные постагматические месторождения с флогопитом.

Восточный край Африканского континента, относящийся к весьма крупной геологической структуре — Мозамбикскому поясу, входит в состав Восточно-Африканской области активизации. На этой площади широко развиты пегматиты с мусковитом, минералами бериллия, лития, цезия, иногда пьезокварца,

с подчиненными тантало-ниобатами. Следует прежде всего упомянуть весьма крупные месторождения пегматитов района Алту-Лигонья в Мозамбике и другие месторождения этой страны, а также пегматитовые поля Танзании, Кении и Северного Сомали. Западная граница распространения подобных месторождений расположена к западу от нынешней границы между положительными и отрицательными гравиметрическими аномалиями, и ряд подобных месторождений находится уже в восточных частях Родезийского и Трансваальдского массивов, рассматривающихся в пределах Евроафриканского глобального мегаблока. Важно подчеркнуть, что пегматиты подобного типа приурочены также к ответвлениям Мозамбикского пояса — к зонам Замбези, Убенде и Торо-Кибали. Так, значительное число подобных пегматитов (преимущественно мусковитовых) как бы оконтуривает Родезийский массив.

Выявляемые закономерности можно, как мы думаем, объяснить следующим образом: пегматиты района Бикиты, Солбери и другие им подобные, о которых уже говорилось, имеют древний архейский возраст; в период их формирования граница между гравиметрическими аномалиями разного знака проходила к западу от теперешнего положения и с течением геологического времени передвигалась на восток: пегматиты края материка (Алту-Лигонья и многие другие) имеют уже значительно более молодой возраст (конец протерозоя — низы палеозоя). В особенностях планетарных аномалий вероятно отражены лишь самые крупные и поэтому самые глубинные (планетарного масштаба) структуры, в данном случае Мозамбикский пояс в целом, а мелкие его ответвления (Замбези, Убенде, Торо-Кибали) представляют собой образования менее глубинного характера. Кроме того, выявляется узкий клиноподобный широтный пояс Маника, расположенный в пределах Мозамбикского пояса, для которого характерны месторождения, типичные для более западных районов, относящихся уже к Евроафриканской континентальной массе с положительными гравитационными аномалиями. Здесь развиты многочисленные золоторудные месторождения, оловорудные и десилицифицированные пегматиты, и их наличие вполне согласуется с большим количеством основных вулканитов, развитых в пределах этого пояса.

Таким образом, общее меридиональное направление границы между гравиметрическими аномалиями разного знака в Африке осложнено более локальными структурами, положение которых иногда даже перпендикулярно к самой границе.

Подобные, но более интенсивно проявленные явления наблюдаются на восточном продолжении Средиземноморского альпийского пояса. Эта грандиозная планетарная структура на востоке срезается весьма крупной Урало-Оманской линеймент-

ной зоной. Несмотря на резкое изменение обстановки и металлогенических особенностей к востоку от указанной зоны глубинных разломов, в пределах Афганистана, Пакистана и даже восточнее, выявляются отдельные локальные альпийские структуры. Однако более или менее значительных месторождений, характерных для альпид Европы и Малой Азии, восточнее Ирана не установлено.

В Юго-Западной Австралии, которая входит в рассматриваемую территорию, развиты золоторудные месторождения, обычные для докембрийских комплексов (древняя золоторудная формация), многочисленные пегматиты, в которых преобладает литиевая минерализация, и весьма крупные никелевые месторождения эксгаляционного генезиса, ассоциирующие с коматиитами.

Сравнительный анализ распространения тех или иных рудных формаций в пределах крупных территорий обязательно должен содержать хотя бы примерные количественные оценки. Цифры, которые могут характеризовать распространенность определенной рудной формации, естественно, могут быть только приблизительными: детальность изучения разных территорий различная, даже в сравнительно изученных районах появляются новые и иногда крупные месторождения. Однако если речь идет о крупных территориях, которые включают районы с разной степенью изученности, даже приблизительные оценки хорошо обрисовывают общую картину распространения тех или иных типоморфных рудоносных формаций.

Важно подчеркнуть, что выявленные путем количественной оценки распространения различных рудоносных формаций закономерности не являются только статистическими показателями. Они связаны с геологическими особенностями крупных территорий, в которых устанавливаются закономерные сочетания региональных геологических структур.

Выявление количественной распространенности определенных рудоносных формаций уточняет и углубляет формационный анализ — основной метод тектонического и металлогенического изучения территорий различного масштаба.

При количественных оценках мы используем тот же метод, которым пользовался В. М. Крейтер при выделении и выяснении распространенности отдельных промышленных типов месторождений. Если в пределах крупных структур (отдельных платформ, складчатых систем, областей и крупных зон тектономагматической активизации) данная рудоносная формация распространена (по запасам заключенных в ней руд) менее чем на 1%, то считается, что эта формация на рассматриваемой территории отсутствует; если на 1—5%, то делают вывод о ее очень малом и малом распространении, на 5—10% — о незначительном, на 10—20% — о подчиненном, на 20—30% — о среднем, более 30% — о большом и очень большом.

При анализе значительных территорий выделяются типоморфные рудоносные формации, особо характерные для определенных площадей, транзитные, переходящие из одних весьма крупных структур в другие без заметных количественных изменений, и изменчивые, количественные показатели которых значительно варьируют в этих различных структурах.

Перейдем к сравнительному анализу металлогенических особенностей Евроафриканской континентальной массы и расположенной к востоку от нее такой же крупной территории.

Для Евроафриканской континентальной массы характерны прежде всего месторождения хрома, заключенные в двух рудоносных формациях — в докембрийских расслоенных массивах основного — ультраосновного состава и в альпинотипных гипербазитовых комплексах, типичных для геосинклинальных систем фанерозоя. Общие запасы хромовых руд этой территории чрезвычайно велики — они составляют более 90 % мировых запасов (с учетом относительно крупных прогнозных запасов на Северо-Восточной Азии).

Особо значительные запасы хромовых руд заключены в первой формации — они известны в районах от Южной Африки до Финляндии. Вторая формация особенно характерна для Урала, но пользуется также определенным развитием в Средиземноморском поясе: от Турции на востоке до Албании и Югославии на западе. Известны подобные месторождения и в древних складчатых структурах, вытянутых вдоль Красного моря, в обрамлении Западно-Африканского щита и в некоторых других регионах.

Для рассматриваемой территории также весьма характерны формации колчеданных и медноколчеданных руд (Урал, Малая Азия, Южная и Западная Европа). Количественные оценки здесь дать трудно, так как в состав этой формации во многих случаях неверно включают колчеданно-полиметаллические руды, связанные с другими магматическими комплексами и образующиеся в иных геологических условиях. К тому же подобные колчеданные руды достаточно широко развиты в плохо изученных районах Западного Китая, островных дуг западной части Тихого океана и в некоторых других, и здесь могут быть значительные новые открытия. Во всяком случае, перечисленные районы заключают не менее 50 % руд, связанных с данной формацией, и следовательно, запасы их весьма большие.

Для Евроафриканской континентальной массы характерны также оловянные месторождения различных формационных типов (преимущественно касситерит-кварцевой и касситерит-силикатной формаций, широко развиты пегматиты, а также россыпи). Запасы этих руд составляют 25—30 % от мировых (с учетом большого количества оловянных концентратов, добытых в средние века) и, следовательно, являются средними. Месторождения олова известны от юга Африки до Питкаранты

на Балтийском щите. В пределах Полярного Урала известен район развития оловянно-вольфрамовых месторождений.

Наконец, для рассматриваемой территории характерно достаточно широкое распространение «молодых», весьма специфических близповерхностных золотых, золото-серебряных, полиметаллических и других близких к ним месторождений, приуроченных к альпийской складчатой системе Малой Азии, Южной Европы и Северной Африки.

Перечисленные формации полностью или почти полностью отсутствуют в расположенной к востоку территории, характеризующейся отрицательными гравиметрическими аномалиями.

Докембрийские хромитовые месторождения, разрабатываемые в Индии и Пакистане и известные в Афганистане, незначительны по запасам: суммарные запасы указанных стран составляют менее 1 % мировых запасов (по данной формации). Такие же соотношения наблюдаются по колчеданным и медноколчеданным рудам, которые в пределах площади, расположенной к востоку, замещаются колчеданно-полиметаллической формацией.

Совершенно незначительные по своему значению районы с развитием оловорудных или комплексных месторождений с оловом известны и в пределах «восточной площади» (Калба, некоторые районы Центрального Казахстана и Средней Азии). Однако запасы олова по этим районам не учитываются или совершенно ничтожны: они составляют, видимо, меньше 1 % от мировых запасов, но во всяком случае, не превышают 1—2 %. Группа «молодых» близповерхностных месторождений в контуре этой территории практически отсутствует.

Для восточной площади характерны комплексные сульфидные медно-никелевые месторождения и никелевые рудные образования, заключающие весьма крупные запасы меди, никеля, и сопутствующих им металлов.

Типичны для этой территории также эндогенные железорудные месторождения, ассоциирующиеся с траппами или гранитоидами повышенной основности.

Скарновые месторождения, связанные с гранитоидами повышенной основности, известны и в пределах Евроафриканской континентальной массы (например, на Урале), но развиты они там значительно меньше.

Типичны для Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийского мегаблока пегматиты с мусковитом, литиевыми минералами и бериллом. В них присутствуют и тантало-ниобаты (колумбит), но практически отсутствует (или присутствует в незначительных количествах) касситерит.

Большое число рудоносных формаций имеет транзитный характер. К ним относятся вольфрамовые, молибденовые и ком-

плексные вольфрамо-молибденовые месторождения, ассоциирующиеся с кислыми гранитами.

Транзитный характер имеют стратиформные свинцово-цинковые и медные месторождения (медистые песчаники и сланцы), а также другие формационные типы медных и свинцово-цинковых месторождений.

Месторождения древней золоторудной формации также встречаются в пределах областей различного характера, однако более 70 % всех запасов золота развитых капиталистических и развивающихся стран приурочены к Южной Африке (Кратон Калахари), к той территории, где наиболее мощно проявились древнейшие магматические процессы (основной, ультраосновной и кислый вулканизм и последующие гранитные интрузии). Таким образом, кроме весьма интенсивного развития основных — ультраосновных вулканитов для этой уникальной структуры характерна весьма высокая дифференцированность магматических комплексов, вплоть до образования кислых вулканических пород и затем гранитов.

В таком же положении находятся месторождения ртути: более 70 % запасов этого металла в развитых капиталистических и развивающихся странах приходится лишь на две страны Средиземноморского пояса: Испанию и Италию.

Подобное же неравномерное развитие в сравниваемых весьма крупных структурных областях характерно для карбонатитов и алмазонасных кимберлитовых трубок.

Из приведенного материала следует, что Евроафриканская континентальная масса по металлогеническим особенностям резко отличается от расположенной к востоку территории Сибири, Казахстана, Северного и Среднего Тянь-Шаня, п-ова Индостан и о. Шри-Ланки, о. Мадагаскара, восточного края Африканского материка и Юго-Западной Австралии. Уже говорилось, что сравниваемые территории принципиально отличаются главнейшими геологическими особенностями. Евроафриканская континентальная масса состоит из структурных элементов, весьма активно тектонически развивавшихся и закончивших это развитие, сопровождавшееся интенсивной магматической деятельностью, на разных этапах геологической истории. Устойчивые платформы — Восточно-Европейская, Северо-Африканская — в основном консолидировались после весьма активных тектонических процессов нижнего протерозоя. Уникальную структуру Земли представляет собой Южная Африка: это одна из наиболее древних и наиболее «магматичных» платформ из всех известных на Земле. На севере Евроафриканской континентальной массы расположены фанерозойская геосинклинальная система (Средиземноморский пояс) с ярко проявленными ортогеосинклинальными чертами.

Совершенно по-иному характеризуется расположенная к востоку такая же обширная территория, с которой мы сравни-

ваем Евроафриканскую континентальную массу: в ее пределах нет устойчивых платформ и четко выраженных ортогеосинклинальных систем. Фундамент платформ в пределах этого Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийского мегаблока значительно меньше насыщен основными (и тем более ультраосновными) вулканитами и их метаморфическими разностями. Для архейских комплексов этого мегаблока характерно весьма широкое развитие гранулитов и чарнокитов, а для более высоких горизонтов докембрия — различных гранитогнейсов и других метаморфических пород.

В пределах Евроафриканской массы широко развиты интенсивно расслоенные основные — ультраосновные интрузивы с хромовым и платиновым оруденением, а в пределах восточной массы их нет, и они как бы замещаются медно-никелевыми месторождениями, также ассоциирующими с дифференцированными основными — ультраосновными магматическими комплексами; для первого мегаблока характерны оловоносные гранитоидные интрузии, обладающие по последним данным не только высокой и специфической магматической, но и эманационной дифференцированностью; в пределах Восточного мегаблока они практически отсутствуют.

В связи с докембрийскими комплексами в Евроафриканской континентальной массе по сравнению с одновозрастными образованиями Восточного мегаблока выявляются значительно более высокие концентрации золота, а также урана и тантало-ниобатов, характерны также четкие различия пегматитов. Эти эмпирические закономерности требуют еще своего геологического и геохимического объяснения.

Геосинклинальные системы фанерозоя обоих сравниваемых мегаблоков наследуют как геологические, так и металлогенические черты докембрийских структур. Геосинклинальные сооружения Евроафриканской континентальной массы отличаются высокой «магматичностью» и дифференцированностью характерных для них магматических образований; в их пределах развиты альпинотипные офиолитовые комплексы, несущие хромитовую и платиновую минерализацию, а также кислые и ультракислые оловоносные граниты и малые интрузии. Характерны для них также колчеданные и медноколчеданные месторождения, связанные со спилит-кератофировыми комплексами ранней стадии геосинклинального развития. Важная черта этих типичных ортогеосинклинальных систем — их ярко и полно выраженные геосинклинальные особенности, а также длительное развитие этих структур именно в геосинклинальной, то есть в наиболее активной форме. Это и определяет наличие здесь широкой гаммы альпийских «молодых» месторождений и весьма активное проявление позднеорогенных движений; с крупными разломами этих конечных геосинклинальных фаз связано интенсивное ртутное оруденение.

Геосинклинальные системы расположенного к востоку мегаблока отличаются, по сравнению с только что охарактеризованными, иными особенностями. Характерными их примерами служат геосинклинальные сооружения Казахстана, Рудного Алтая, Қалбы, Северного и Срединного Тянь-Шаня. Для этих геосинклинальных систем характерно редуцированное развитие ранних стадий геосинклинального развития и в связи с этим отсутствие рудоносных офиолитовых комплексов. Вулканогенные образования ранних этапов развития геосинклиналей этого типа в тех случаях, когда они развиты, в целом имеют значительно более кислый состав. Их формирование связано с разрушением сиалических структур, как это хорошо показано на примере Рудного Алтая и других аналогичных регионов (Д. И. Горжевский, П. Ф. Иванкин и др.). С этими диабаз-липаритовыми комплексами ассоциируется колчеданно-полиметаллическое оруденение.

Среди орогенных гранитоидных интрузивов подобных территорий отсутствуют (или развиты ничтожно) оловоносные образования.

Период геосинклинального развития описываемых геосинклинальных систем значительно более короткий, чем активно развивающихся ортогеосинклинальных систем Евроафриканской континентальной массы. Во всех случаях это каледониды и герциниды; геосинклинальные сооружения мезозойского и тем более альпийского этапа среди них отсутствуют или развиты незначительно. Последним объясняется отсутствие или весьма незначительное развитие молодых альпийских месторождений.

Суммируя данные о геосинклинальных системах Восточного мегаблока, следует сказать, что они обладают неполным, вялым и относительно кратковременным развитием. В ряду ортогеосинклинали — парагеосинклинали они занимают как бы промежуточное положение. Области и зоны тектоно-магматической активизации, приходящие на смену геосинклинальным системам (докембрийским, сформировавшим древние платформы, или молодым фанерозойским), также существенно отличаются в пределах площадей с положительными и отрицательными гравиметрическими аномалиями.

Заканчивая сравнительную геолого-металлогеническую характеристику двух смежных глобальных мегаблоков, отличающихся гравиметрическими особенностями, следует подчеркнуть, что в пределах площади положительных аномалий могут находиться месторождения, типичные для площади отрицательных аномалий. Уже отмечалось, что характерные для площадей с отрицательными аномалиями сульфидные медно-никелевые месторождения зафиксированы и на площадях с положительными аномалиями. Однако обычные в областях с положитель-

ными аномалиями высокодифференцированные основные — ультраосновные хромитоносные и платиноносные комплексы, с одной стороны, и кислые оловоносные интрузивные образования — с другой, развиты в пределах территорий с отрицательными аномалиями лишь весьма незначительно, а чаще всего вообще отсутствуют.

Сравнительным металлогеническим анализом двух смежных глобальных мегаблоков Земли установлено, что каждый из них характеризуется определенными металлогеническими особенностями, и по рудногеохимическим свойствам они отличаются от смежной континентальной массы с иными глубинными геофизическими параметрами. Этот пример не является исключением; такие же отличия характерны и для других континентальных масс Земли. Для каждой континентальной массы — глобального мегаблока — характерен свой определенный набор металлов, причем подобные закономерности не случайны, а связаны с коренными геологическими особенностями рассмотренных крупнейших территорий.

Эти главнейшие особенности имеют одну общую причину, которую лучше всего назвать энергией тектонических и металлогенических процессов. Образно выражаясь, можно сказать, что под каждым подобным глобальным мегаблоком расположен грандиозный «мотор» определенной мощности, который и обуславливает основные геологические и металлогенические процессы, прежде всего интенсивность и полноту проявления определенных тектоно-магматических комплексов и прямо связанную с этими явлениями степень дифференцированности магматических серий. Мощность этой «тектонической машины» естественнее всего связывать с интенсивностью плотностной конвекции в мантии (Е. В. Артюшков) или процессов, описанных в работах А. П. Виноградова.

Наличие определенной рудногеохимической характеристики подобных глобальных мегаблоков определяет одну очень важную их особенность — наличие металлогенической унаследованности. Типичные для Евразийской континентальной массы месторождения хрома формировались в течение огромного отрезка времени от верхнего архея — нижнего протерозоя до альпийской эпохи включительно, а такие же характерные для этого глобального мегаблока месторождения олова образовывались в различные этапы протерозоя и широко развиты в фанерозое. Месторождения золота (в пределах этого мегаблока содержится наиболее крупная доля мировых запасов) формировались от архея до альпийской эпохи включительно, хотя на разных этапах были представлены, соответственно, различными рудными формациями.

Характерные для Восточного мегаблока пегматиты с мусковитом, минералами лития и бериллия образовывались также

в пределах огромного промежутка времени от архея до низов палеозоя и даже до альпийской эпохи (Афганистан), весьма типичные для этого мегаблока сульфидные медно-никелевые месторождения формировались в протерозое и известны в чехле Сибирской платформы, включающем уже горизонты мезозойских осадочных образований. Если к этой же группе присоединить архейские медные месторождения (с никелем) пояса Сингхбум в Индии, а это, по-видимому, необходимо, то возрастные рамки образования подобных месторождений следует еще больше расширить.

Таким образом, полнота глубинной плотностной дифференциации, находящаяся в отражении в планетарных гравиметрических аномалиях, согласуется с геологическими и металлогеническими особенностями, выявляемыми в пределах весьма крупных участков земного шара. Более тщательное применение формационного анализа и совместное использование геологических, рудногеохимических и геофизических методов позволяет выделить крупные и крупнейшие территории с четко выраженной металлогенической характеристикой, связанной с геологическими особенностями этих крупнейших структур Земли.

Сравниваемые глобальные мегаблоки подразделяются на весьма крупные структурные элементы — мегаблоки первого порядка, которые выделяются прежде всего по геологическим и рудногеохимическим признакам.

В пределах Евроафриканского глобального мегаблока выделяются Европейский, Северо-Африканский, Центрально-Африканский и Южно-Африканский мегаблоки первого порядка. Первый включает Восточно-Европейскую платформу и обрамляющие и примыкающие к ней ортогеосинклинальные системы Европы, Малой Азии и частично Северной Африки. Три мегаблока, расположенные в пределах Африканского континента, более подробно охарактеризованы в конце настоящей главы.

Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийский глобальный мегаблок подразделяется на следующие мегаблоки первого порядка:

- 1) Сибирско-Среднеазиатский, включающий Сибирскую платформу и обрамляющие ее с юго-запада складчатые сооружения: Западно-Сибирскую низменность, Казахстан, Северный и Срединный Тянь-Шань. Южнее располагается Центрально-Азиатский мегаблок первого порядка, входящий уже в описываемый далее глобальный мегаблок иного характера (Азиатско-Австралийский): он характеризуется иными геологическими и металлогеническими особенностями и обладает положительными планетарными аномалиями;

- 2) Индостанский, охватывающий Южную Азию. Индостанский полуостров находится в его центре, а к западу и востоку от него — консолидированные докембрийские области, лишь

осложненные неполноразвитыми «вырождающимися» геосинклинальными структурами мезозойского и кайнозойского возраста;

3) мегаблок, включающий самый восток Африки и о. Мадагаскар. Эта территория, видимо, является остатком очень обширной площади, подвергшейся опусканию и переработке в западной части Индийского океана;

4) мегаблок, охватывающий юго-западную часть Австралийского материка, также, вероятно, представляет собой остаточную территорию, и конфигурация его в настоящее время определяется взаимодействием континентальной массы Австралии и прилегающих океанических пространств.

## КРАТКАЯ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА АЗИАТСКО-АВСТРАЛИЙСКОГО ГЛОБАЛЬНОГО МЕГАБЛОКА

Азиатско-Австралийский глобальный мегаблок отличается сложным строением: в его состав входят мезозойды Азии и область активных герцинских движений Центральной Азии, осложненная развитием более молодых мезозойских структур; в его пределах находятся также площади, подвергшиеся интенсивной мезозойской тектоно-магматической активизации. В краевой части Азиатского континента расположен самый крупный на Земле Чукотско-Катазиатский вулканогенный пояс, отделяющий материк от области кайнозойской складчатости, к которой относятся Корякско-Анадырская система, Камчатка и весьма обширная островодужная часть западной части Тихого океана. От Зодского архипелага отходит в глубь Азиатского материка Зодско-Бирманское ответвление [Петрушевский Б. А., 1973].

Контур западной границы этого глобального мегаблока в пределах Азиатского континента, как было сказано, весьма сложный: на севере направление границы субмеридиональное, затем переходит в юго-западное, а в южных районах Монголии граница резко поворачивает на запад. Здесь расположен Центрально-Азиатский выступ (Центрально-Азиатский мегаблок первого порядка) глобального мегаблока, в который входят Таримский, Тибетский и другие массивы и обрамляющие их герциниды, осложненные мезозойскими структурами. На западе выступ, включающий южные районы Монголии и Советской Средней Азии (Южный Тянь-Шань), доходит до Памира.

На юге в состав этого глобального мегаблока входят большая (северо-восточная) часть Австралийской платформы, обрамляющая ее с востока Тасманская геосинклинальная система и о. Новая Зеландия. Указанная территория за редким исключением расположена в пределах положительных осредненных аномалий гравитационного поля в редукции Фая.

Автор дает лишь краткую металлогеническую характеристику этого огромного по площади и разнородного по геологическому строению глобального мегаблока Земли. В его пределах находится очень крупная территория Китая, по которой у нас недостаточно данных по металлогении. Кроме того, в этот мегаблок входит огромная площадь островодужной части Тихого океана, изученная в металлогеническом отношении еще весьма слабо. Многочисленные публикации металлогенического профиля по восточно-азиатским регионам СССР хорошо известны советским читателям и повторять их нецелесообразно.

Для общих выводов, которые будут сделаны впоследствии, приводятся необходимые обоснования. В пределах рассматриваемой площади выделяется пять мегаблоков первого порядка: Центрально-Азиатский, Северный Восточно-Азиатский, Южный Восточно-Азиатский, островодужные территории западной части Тихого океана и Австралийский. Разнородные структурные элементы, входящие в состав Азиатско-Австралийского глобального мегаблока, объединяет одна важная геологическая особенность, определяющая главнейшие металлогенические черты этой огромной площади: ее слагают тектонически подвижные структуры земной коры, насыщенные дифференцированными магматическими породами. Они закончили активную тектоническую жизнь на различных этапах геологической истории, а в пределах островодужной территории западной части Тихого океана активные тектонические движения продолжаются и сейчас.

Специфические особенности большей части островодужной территории западной части Тихого океана объясняются также, как мы думаем, незавершенностью геосинклинальных процессов этой территории, тем, что большая часть этой площади еще не прошла орогенного этапа развития.

Характеризуя металлогению глобального мегаблока в целом, следует напомнить, что в пределах этой площади сосредоточено не менее половины всех мировых запасов олова. Именно здесь расположен наиболее крупный на Земле Индонезийско-Малазийско-Бирманский пояс оловянных и оловянно-вольфрамовых месторождений. Большие запасы олова сосредоточены также в Китае и на северо-востоке Азиатского материка. Главнейшие месторождения олова и вольфрама в Китае находятся на юге страны, где они образуют крупную область, приуроченную к площади мезозойской активизации Южно-Китайской платформы и Катазиатских каледонид.

На востоке и северо-востоке Азиатского континента в пределах Советского Союза выделяются две области развития оловянных и вольфрамовых месторождений — Верхояно-Чукотская и Сихотэ-Алинская, расположенные в областях мезозойской складчатости и активизации. Кроме того, оловянные и вольфрамоносные площади приурочены к отдельным участкам остаточных геосинклиналей и активизированных территорий, заходящих далеко в глубь Азиатского материка (Восточное Забайкалье, Северо-Восточная Монголия) [Перваго В. А., 1975; Рудные месторождения СССР, т. 3, 1978]. На востоке Азии и особенно на Корейском полуострове широко распространены и самостоятельные месторождения вольфрама иногда с висмутом, в том числе ряд крупных объектов. В пределах Восточного Китая, на территории Восточного Забайкалья и МНР располагаются также молибденовые месторождения. В Забайкалье и Восточной Монголии находятся месторождения флюорита. В пределах Восточной Азии, особенно в Китае, раз-

мещается большое количество месторождений сурьмы, в том числе крупных и весьма крупных, а также сурьмяно-ртутных и ртутных рудных объектов. Кроме того, здесь выявлены многочисленные свинцово-цинковые месторождения. На северо-востоке Азии кроме месторождений олова, вольфрама, молибдена, обнаружены месторождения золота [Рудные месторождения СССР, т. 3, 1978; Геология МНР, т. 3, 1977], а в пределах указанного крупнейшего вулканогенного пояса распространены золото-серебряные и серебряные месторождения, а также другие рудные образования, обычно ассоциирующие с вулканогенными комплексами [Рудные месторождения СССР, т. 3, 1978] (рис. 19).

Все эти месторождения ассоциируют с мезозойскими магматическими комплексами. Таким образом, указанная огромная территория является площадью чрезвычайно яркого проявления мезозойских металлогенических процессов. По масштабу и разнообразию они несравнимы ни с одной другой частью земной поверхности, в которой выявлены мезозойские месторождения.

Другими металлогеническими особенностями отличается Центрально-Азиатский выступ характеризуемого глобального мегаблока. Необходимо прежде всего сказать, что большая часть этой территории относится к плохо изученным районам Западного Китая, обширные пространства которых перекрыты молодыми отложениями (пустыня Такла-Макан и др.) или находятся в труднодоступных высокогорных областях Тибета и в других малодоступных местах. В пределы Советского Союза этот выступ заходит в районах Южного Тянь-Шаня (к югу от важнейшей структурной линии Николаева), а на западном окончании включает Памир. На севере в пределах выступа преобладают герциниды, на юге кроме того развиты мезозойды Юго-Восточной Азии, на продолжении которых и находится Памир; его также, по-видимому, следует относить к мезозоидам. Наиболее важными эндогенными рудными месторождениями на той части территории, которая находится в Советском Союзе, являются оловоносные районы, сурьмяно-ртутный пояс, вольфрамовые, молибден-вольфрамовые и другие месторождения.

На востоке этого структурного элемента, в пределах Китая зафиксированы медноколчеданные месторождения позднегерцинского возраста. Центрально-Азиатский мегаблок отделяется от остальной части Китая системой глубинных разломов, обрамляющих с запада Сычуанскую и Ордосскую впадины и прослеживающихся дальше в меридиональном направлении на юг. Южная часть этой протяженной зоны разломов описана И. Г. Магакьяном [1974] под названием Кам-Юньнаньского рудного пояса. Ее особенность — наличие мелких месторождений, связанных с ультраосновными и основными магматиче-

скими комплексами (хром, титан и др.), хотя определяющими здесь являются колчеданные медно-свинцово-цинковые месторождения.

Несколько юго-восточнее южной оконечности этого пояса, на участке пересечения разломов различного направления (се-

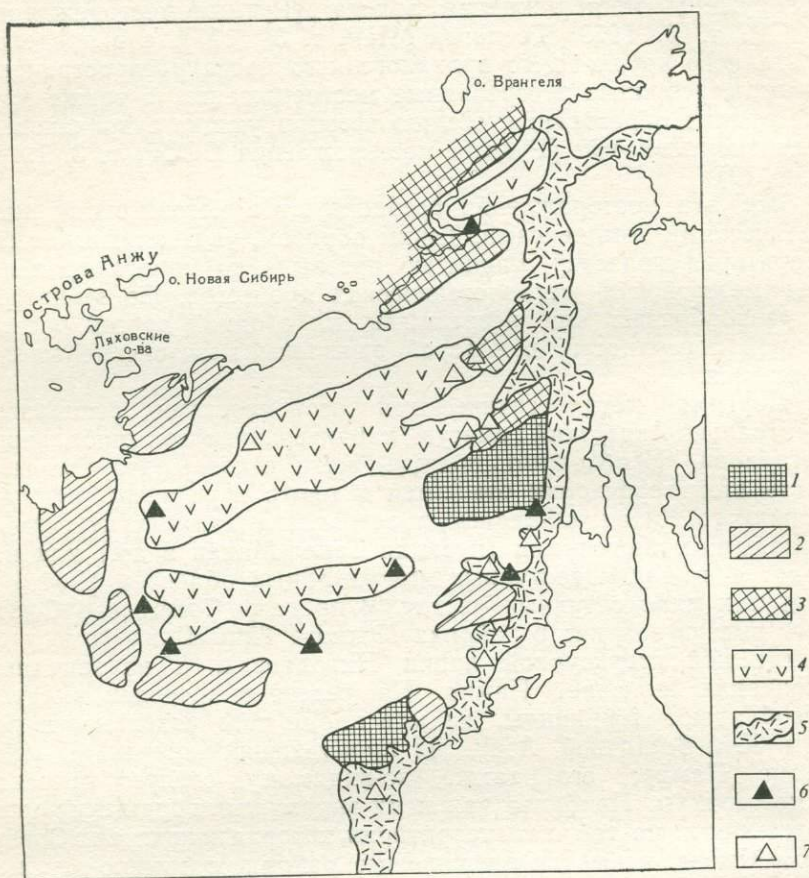


Рис. 19. Палеорекострукция размещения палеозойско-нижнемезозойских зон подводного и субаэрального вулканизма Северо-Востока СССР. По В. Л. Барсукову, Л. В. Дмитриеву [1976].

1 — срединные массивы; 2 — погребенные массивы; 3 — массивы ранней (Pz) консолидации; 4 — зоны вулканизма; 5 — Охотско-Чукотский вулканогенный комплекс; 6 — известные оловорудные районы; 7 — прогнозируемые оловорудные районы

веро-западных и северо-восточных), расположен крупнейший район оловянных месторождений Китая — Гецзю.

В Восточной Азии, кроме резко преобладающих эндогенных месторождений мезозойского возраста, известны и более древние месторождения, вплоть до докембрийских. Среди них —

железородные месторождения Южной Якутии, генезис которых трактуется по-разному (скарновые, метаморфизованные осадочные скопления), месторождения тантало-ниобатов в метасоматически измененных гранитах в Восточной Сибири и группа полиметаллических галенит-сфалеритовых стратиформных месторождений в Сетте-Дабане [Рудные месторождения СССР, т. 1—2, 1978]. Все эти месторождения относятся к различным металлогеническим эпохам докембрия.

К фундаменту южной части Азиатского континента приурочены значительные по запасам месторождения золота, залегающие в архейских комплексах корейского массива, и нижепротерозойские железистые кварциты Северо-Восточного Китая.

Территория островных дуг западной части Тихого океана характеризуется специфическими особенностями геологического строения и металлогении. Здесь к крупнейшему океану Земли примыкает область мезозойских и кайнозойских сооружений, в значительной части не закончивших орогенного этапа развития.

Среди островных дуг вообще и в частности на рассматриваемой площади выделяются, по В. В. Белоусову и Е. М. Рудичу [1960], островные дуги первого и второго типа.

В пределах островных дуг первого типа установлены площади, характеризующиеся геосинклинальным развитием, имеющие на определенных отрезках развития платформенный или близкий к нему характер и, наконец, участки, которые необходимо относить к зонам тектоно-магматической активизации. Таким образом, в пределах островных дуг первого типа и отдельных слагающих их островов определены обычные закономерности, типичные для структурного развития континентальных масс; они отличаются (что характерно вообще для всей Восточной Азии) широким распространением в разрезах слагающих их комплексов магматических пород мезозойского и кайнозойского возраста.

Островные дуги второго типа не участвовали в геосинклинальном развитии и представлены лишь цепочками вулканических островов и вулканов, сложенных в основном вулканитами андезитового и андезит-базальтового состава и приуроченных к глубинным разломам молодого возраста (от эпохи до современной эпохи). Эти дуги опоясаны с внешней стороны глубоководными желобами [Белоусов В. В., 1975]. Указанный вопрос, в применении к Курильской островной дуге рассмотрен Б. А. Петрушевским [1964].

Судя по геологическим данным, главным образом с поздней юры вокруг Тихого океана начали образовываться крупнейшие глубинные разломы. Они стали каналами для интенсивной вулканической деятельности, и именно с ними связано формирование Чукотско-Катазиатского вулканогенного пояса. По периферии Тихого океана развиты зоны наиболее глубокофокусных

землетрясений из известных на Земле. Очаги землетрясений опускаются здесь на максимальную глубину до 700 км и ниже. Особая тектоническая подвижность тихоокеанского кольца подтверждена данными истории развития периферии Тихого океана в мезозое и кайнозое, что, судя по всему, было характерно и для более древних этапов развития зоны. Именно здесь развиты наиболее глубинные из известных разломов, захватывающие не только земную кору, но и значительную часть мантии. Естественно, что эти наиболее глубинные взрезы Земли лишь в верхней части имели разломный характер. Именно они названы зонами Заварицкого—Беньофа.

В металлогеническом отношении существенный интерес представляют островные дуги первого типа; островные дуги второго типа практически «бесплодны», с ними связаны лишь месторождения вулканической серы и мелкие полиметаллические, медные и другие рудопроявления.

К островным дугам первого типа в пределах западной части Тихого океана относятся Японские острова, острова Филиппин, Индонезии (о. Калимантан, о. Новая Гвинея), о. Новая Зеландия и о. Новая Каледония. Системы этих островных дуг отделяются от материков, Азиатского на севере и Австралийского на юге, окраинными морями; последние представляют собой участки недавних опусканий по системам сбросов и закономерно связанных с ними раздвигов. На севере это Берингово, Охотское, Японское и другие моря, на юге — Тасманово море. Указанные опускания произошли недавно — в неогене и даже в четвертичном периоде [Белоусов В. В., 1975]; впадина Тасманова моря начала формироваться с верхнего мезозоя [Богданов Н. А., 1970].

В связи с образованием окраинных морей островные дуги оказались отделенными от материков, однако этот процесс не везде завершен: Анадырско-Корякская провинция и Камчатка являются как бы незаконченными островными дугами первого типа, не потерявшими связь с континентами Азии; по-видимому, близкую структурную позицию занимает п-ов Малакка на юго-западе островодужной территории. Многие из островов, относящихся к этим дугам, представляют собой как бы структурные обрубки, срезанные (и иногда со всех сторон) зонами больших океанических глубин [Белоусов В. В., 1975].

Выделяются, кроме того, моря, расположенные между островными дугами: Сулу, Сулавеси, Банда, восточная часть Яванского моря и др. Значительные территории в пределах окраинных морей и моря, находящиеся внутри кайнозойских тектонических поясов (островных дуг первого типа), относятся к кайнозойским геосинклинальным котловинам [Удинцев Г. Б., Яншин А. Л., 1966, с. 370].

Выяснить особенности геологического строения и истории развития островодужной территории достаточно трудно, глав-

ным образом потому что мы не имеем нужного количества фактических данных. Однако анализируя и сопоставляя материалы по геологии и геофизике, особенно полученные в последнее время, можно подойти к решению многих кардинальных вопросов этой сложно построенной и плохо изученной области.

На многих островах Индонезийского архипелага, на островах Филиппин и о. Новая Гвинея установлены метаморфические комплексы палеозойского и докембрийского возраста. В ряде районов отложения, относящиеся к среднему и верхнему палеозою, несут отчетливо выраженный платформенный характер, что свидетельствует о существовании на этой площади консолидированной коры континентального типа, аналогичной платформенным площадям Австралии и Азии. Из анализа геофизических данных по этой области следует, что эта территория является естественным продолжением примыкающих к ней континентальных масс. На карте осредненных аномалий Фая, отражающей наибольшие глубины, объединены восточная часть Азиатского материка, большая часть площади Австралии и островодужная территория западной части Тихого океана, причем именно последняя отличается наиболее резко выраженными положительными аномалиями гравитационного поля, характерными, как известно, для континентов. На карте гравиметрических аномалий в свободном воздухе, отражающей распределение масс в мантии на меньшей глубине, также намечается почти непрерывный «мост» положительного гравитационного поля от Австралии к Индокитаю и Китаю. Он нарушается гравитационными минимумами, приуроченными к зонам интенсивного современного прогибания.

На гравиметрической карте Тихого океана и Тихоокеанского подвижного пояса [1978, редакторы Л. И. Красный и В. В. Федынский], составленной в редукции Буге и отражающей наименьшую глубинность плотностной дифференциации, наблюдается уже сложная картина распределения аномалий, определяемая как различиями в строении земной коры, так и распределением магматических масс ультраосновного — основного состава. Таким образом, мы вправе прийти к выводу, что эта сложная картина мозаичного характера гравитационных аномалий в островодужной части Тихого океана определяется процессами, захватившими лишь относительно небольшие глубины и, следовательно, молодого геологического возраста. Этот вывод хорошо подкрепляется и геологическими данными. В работе по геологии Юго-Восточной Азии подчеркивается, что геосинклинальные складчатые системы Индокитая характерны «неполнотой геосинклинального стиля развития» [Кудрявцев Г. А. и др., 1969, с. 229]. Этот вывод можно расширить: для всей территории Восточной Азии характерны герциниды редуцированного (вялого) геосинклинального развития. Здесь не характерны типичные эвгеосинклинальные прогибы и поэтому

практически отсутствует оруденение, связанное с ранними этапами развития ортогеосинклинальных систем (хромитовое оруденение, колчеданные и медноколчеданные месторождения и др.). Мезозойские геосинклинальные движения или процессы, связанные с активной мезозойской активизацией, как бы продолжают, «надстраивают» герцинское развитие. Именно с ними ассоциируется многообразное и обильное оруденение, связанное с орогенными этапами развития мезозойских или с процессами мезозойской тектоно-магматической активизации.

В пределах островодужной части Тихого океана мезозойские территории занимают весьма ограниченную площадь в Индонезии, Малайзии и Таиланде. Однако именно к этой территории относятся наиболее крупные провинция оловорудных месторождений; месторождения здесь связаны с заключительным орогенным этапом развития мезозойских.

Континентальная масса, образовавшая обширный «мост» между районами Индокитая и Китая, с одной стороны, и Австралией — с другой, и консолидировавшаяся в результате герцинских, мезозойских, а во многих местах и более древних движений, подверглась разрушению и переработке в результате активных движений, которые выявляются на этой территории лишь в конце мезозоя.

Из последних данных следует, что глубокие эвгеосинклинальные трюги с базитовым вулканизмом и кремнистыми осадками заложены здесь главным образом с середины мела; они выявлены на о. Калимантан в дугах Банда, на Сулавеси и в других местах [Одли-Чарла М. Дж., 1977; Хейл Н. С., 1977]. Развитие этих раннегеосинклинальных структур знаменует собой начало кайнозойского цикла, на многих участках не завершившегося и к настоящему времени. Важная и специфическая особенность рассматриваемой области — широкое развитие ультрабазитовых комплексов, несущих, однако, весьма незначительную хромитовую минерализацию. Средние по масштабам хромитовые месторождения, зафиксированы лишь в северной части Филиппинского архипелага и на о. Новая Каледония. С массивами ультрабазитов связаны лишь крупные никелевые месторождения типа кор выветривания.

В южной части островодужной территории запада Тихого океана известны медноколчеданные и жильные медные рудные образования, однако более всего распространены меднопорфировые месторождения (Филиппино-Гвинейская рудная зона); для них характерно, как и для некоторых месторождений восточной части Тихоокеанского пояса, присутствие золота и серебра вместо молибдена. Месторождения имеют кайнозойский возраст.

Золотоносная рудная минерализация этой территории также по преимуществу кайнозойского возраста, однако, по данным С. Д. Шера [1972], здесь зафиксированы и более древние до-

третичные месторождения (острова Новая Зеландия, возможно Новая Гвинея и Калимантан). Большая часть кайнозойских месторождений относится к золото-серебряным образованиям, связанным с вулканогенными комплексами существенно андезитового состава (острова Филиппинского архипелага, Северный Сулавеси, юго-западная часть Суматры, Ява, север Новой Гвинеи, о. Фиджи, о. Северный Новой Зеландии). Наиболее крупные рудные образования подобного типа зафиксированы на островах Новая Гвинея, Фиджи и на северном о. Новой Зеландии.

Геологическое строение и история развития островодужной территории северо-западной части Тихого океана отличается рядом особенностей; как и уже охарактеризованная юго-западная площадь, она приурочена к области кайнозойской складчатости, но большая часть этой территории относится к полициклическим геосинклинальным системам. Примером являются наиболее хорошо изученные Японские острова.

К северо-западной островодужной территории относятся Японские острова, о. Сахалин, полуостров Камчатка и Анадоро-Корякская провинция (островодужные сооружения второго типа без промышленной рудной минерализации в пределы рассматриваемой площади не включены), в совокупности составляющие Японо-Охотскую складчатую область. Важные работы последнего времени, прежде всего крупная монография «Геологическое развитие Японских островов» [1968] и сборник «Вулканизм и рудообразование», [1973], дают четкое представление о геологии и металлогении Японии — ключевого участка северо-западной области.

В сложной геолого-металлогенической эволюции Японских островов может быть выделено пять металлогенических этапов:

1) каменноугольно-пермский эвгеосинклинальный этап, с которым связаны медноколчеданные, железо-марганцевые и марганцевые месторождения, обычные для ранних стадий развития подобных структур. Выделяются также небольшие месторождения хромитовых руд, имеющие в ряде случаев аллохтонное залегание;

2) позднелюрско-раннемеловой этап, весьма сходный с предыдущими по геологическим и металлогеническим чертам;

3) мел-палеогеновый этап, для которого характерно формирование наземных кислых вулканических пород и последующее внедрение гранитных интрузий. Эти комплексы приурочены к внутреннему поясу Юго-Западной Японии, которую по особенностям геологического строения следует отнести к территории, аналогичной зоне активизации азиатского континента в Китае; подобные же гранитные интрузии известны на северо-востоке страны. С гранитными интрузивами ассоциируют скарновые скопления и гидротермальные жильные образования. Наибольший интерес в промышленном отношении представляют месторождения меди, свинца и цинка. Развиты золо-

то-серебряные месторождения. Выявляются скарновые железорудные образования. Оловянные, вольфрамовые и молибденовые месторождения представлены не только кварцевожильными гидротермальными рудными телами, но и пегматитами;

4) неогеновый металлогенический этап имел наибольшее значение. С ним также были связаны вулканические извержения с образованием кислых лав, которые были интродуцированы гранитами. С этими процессами было связано формирование низкотемпературных золото-серебряных месторождений, иногда с теллуридами и селенидами; они отличаются от более древних высокотемпературных золото-серебряных образований. Возникали также важные в промышленном отношении медные и свинцово-цинковые месторождения; многие из них комплексные и содержат кроме того минералы олова, мышьяка, бора. Выделяются также оловорудные месторождения (при подчиненной роли вольфрама) и, наоборот, существенно вольфрамовые рудные образования. Жильные сурьяно-ртутные месторождения приурочены к крупному глубинному разлому, так называемому «срединному тектоническому шву». Некоторые из этих месторождений весьма сложного состава и содержат кроме минералов сурьмы и ртути золото и различные минералы свинца, цинка, меди и других металлов, в том числе сложные их сульфосили. В числе различных месторождений этой эпохи известны урановые рудные образования.

Особую территорию занимает площадь так называемых «зеленых туфов», которая в неогеновую эпоху была ареной интенсивной подводной вулканической деятельности. Комплексы, слагающие эту зону, представлены в нижней части лавами, туфами и агломератами от основного до кислого состава, а в верхней — терригенными породами. Работами последних лет [The Crust..., 1973] выявлена весьма оригинальная структура бассейна: он состоит из многочисленных прогибов обрушения изометричной или несколько удлиненной формы, общая мощность отложений в них достигает 6—7 км.

Рудные месторождения, связанные с этими комплексами и имеющие большое экономическое значение для страны, делятся на две группы. К первой относятся стратиформные месторождения, формировавшиеся в процессе прогибания и представленные рудами Куроко (черные руды) свинца, цинка, меди и пластовыми вулканогенно-осадочными рудами марганца; вторые представлены эпигенетическими жильными месторождениями золота, серебра, меди, свинца, цинка и других металлов;

5) руды четвертичного этапа, характеризуются ярко выраженной связью с вулканическими эманациями. Это руды самородной серы, бисульфидов железа и лимонита.

Крайний северо-запад территории, относящейся к кайнозойским складчатым сооружениям западной части Тихоокеанского подвижного пояса, изучен неравномерно и в большинстве своем

слабо. Однако имеющиеся данные позволяют считать, что эта площадь отличается относительно слабой рудоносностью; в этом отношении она достаточно резко контрастирует со структурами мезозойского востока Азиатского континента.

Эта территория включает о. Сахалин, Курильские островные дуги (Большую и Малую), п-ов Камчатку, Командорские острова и Корякско-Анадырскую складчатую систему. От мезозойского Востока Азии эта территория отчленяется крупным

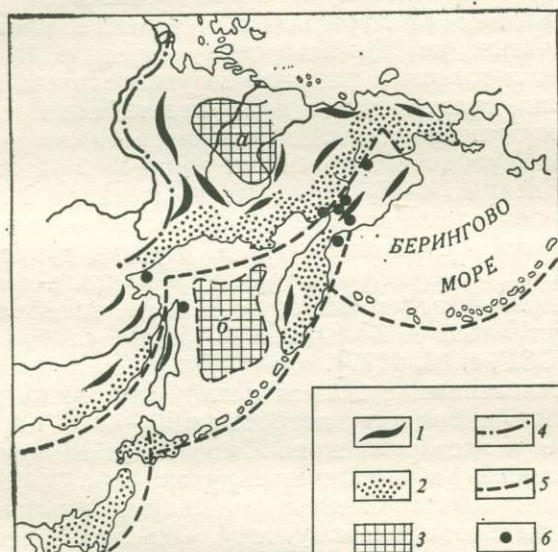


Рис. 20. Структурная схема северо-западной части Тихоокеанского бассейна.  
По Е. К. Устиеву [Лазько Е. М., 1975].

1 — основные структурные направления областей мезозойской и кайнозойской складчатости; 2 — вулканические пояса; 3 — срединные массивы; а — Колымский, б — Охотский; 4 — граница Сибирской платформы; 5 — внешние (дуговые) ограничения древних и современных вулканических поясов, 6 — гипербазитовые интрузии

Чукотско-Охотским вулканогенным поясом. Отдельные элементы, отдельные сегменты этой сложно и разнообразно построенной территории существенным образом отличаются как геологическим строением, так и особенностями эндогенной металлогении. Общие особенности структуры этой территории отражены на схеме, составленной Е. К. Устиевым (рис. 20).

О. Сахалин, по-видимому, обладает складчато-глыбовым строением и сложен в основном осадочными комплексами [Пушаровский Ю. М., 1964; Рождественский В. С., 1966]; вероятней всего, на месте о. Сахалина существовал внутриплатформенный кайнозойский субгеосинклинальный прогиб. Для этого острова характерны месторождения каустобиолитов (нефти, газа и угля) и весьма незначительные проявления

рудной минерализации (рудопроявления ртути, марганца и других металлов).

Курильская островная гряда (и западная, и восточная), восточная часть п-ова Камчатки и Командорские острова (западная часть Алеутской дуги) относятся, по-видимому, в основном к островным дугам второго типа. Существенное значение в пределах этой территории имеют лишь вулканогенные месторождения серы. Кроме того, здесь фиксируются рудопроявления различного типа: хромитовые на востоке Камчатки, полиметаллические и медные на Курильских островах, в пределах Восточной Камчатки, на Командорских островах. В остальной части Камчатки известны различные рудопроявления и мелкие месторождения, среди которых надо указать близповерхностную золоторудную минерализацию золото-серебряной формации, связанную с вулканитами андезит-дацит-липаритового ряда неогенового возраста [Рудные месторождения СССР, т. 3, 1978, с. 13], различные медные, в том числе комплексные рудные образования и сурьмяно-ртутные, ртутные рудопроявления [Милютин А. Г., 1978]. Кроме того, на Камчатке известны рудопроявления железа, марганца, молибдена, вольфрама, олова и других металлов, в большинстве своем слабо изученные [Геология СССР, т. 31, 1977].

Из многочисленных рудопоявлений меди лишь два могут быть отнесены к разряду месторождений — это Кирганикское и Шаромское; в месторождениях Лазурном и Шануч медь подчиненный компонент в комплексных рудах.

Кирганикское месторождение, по мнению многих геологов, относится к меднопорфировому типу. Оно приурочено к Срединно-Камчатскому выступу, вероятно сложенному докембрийскими метаморфическими комплексами и представляющему собой, по-видимому, восточную отчлененную Западно-Камчатским прогибом часть Охотского массива. Древние породы прорваны магматическими образованиями верхнемелового возраста.

В пределах выступа метаморфитов оруденение представлено медно-кобальт-никелевым типом (месторождение Шануч), которое при движении на восток сменяется медным оруденением (Кирганикское месторождение) и затем медно-полиметаллической минерализацией (месторождение Лазурное).

Шаромское месторождение, находящееся в том же районе, приурочено к комплексу вулканитов андезит-базальтового состава верхнемелового возраста и по генетическим особенностям аналогично Кирганикскому.

В пределах Камчатки известны лишь рудопоявления ртути; среди них наиболее значительный Чемпуринский участок ртутной минерализации (с небольшим количеством сурьмы), относящейся к пропилит-серицитовому типу, ассоциирующему с субвулканическими комплексами.

Иной характер имеет Корякско-Анадырская система, отличающаяся от Камчатского полуострова геологическими и металлогеническими особенностями. Корякское нагорье и территория бассейна р. Анадыря, в пределах которых выявлены мощные, по преимуществу терригенные комплексы перми, верхнего триаса и юры, видимо, были частью Верхоянско-Чукотской геосинклинальной области [Лазько Е. М., 1975]. Кайнозойское геосинклинальное развитие этой территории наследовало мезозойский этап. Только для этой площади характерны крупные и полно дифференцированные массивы габбро-пироксенит-дунитовой формации, знаменующие собой ранний этап развития этой более молодой геосинклинальной системы. Они относятся к нижнему мелу, их возраст 138—122 млн. лет [Загзурина И. Л., 1972]. Корякско-Анадырская система отличается четко выраженным линейным характером главнейших структурных элементов, вытянутых в северо-восточном направлении и лишь на севере (в районе мыса Наварин), резко изгибающихся на восток и скрывающихся под водами Берингова моря.

Комплексы, слагающие систему, отличаются значительной литофациальной пестротой и в общем большей ролью терригенных пород, что и позволило Е. К. Устиеву выклинить Камчатский вулканогенный пояс в районе Камчатского перешейка. Только для Корякско-Анадырской системы характерно развитие в определенной зоне оловоносных интрузивов с промышленно интересной минерализацией.

Итак, совокупность этих признаков достаточно определенно отличает Корякско-Анадырскую систему от п-ова Камчатки. Эти два элемента Японо-Охотской геосинклинальной области отчленяются друг от друга, вероятно, глубинными разломами, продолжающими систему нарушений, к которым приурочена Алеутско-Командорская дуга.

Рудные месторождения Корякско-Анадырской геосинклинальной системы изучены еще слабо, и характеристика металлогенических особенностей территории в значительной мере базируется на прогнозных геологических оценках. В пределах рассматриваемой площади известны месторождения хрома, олова и ртути; в некоторых участках оловянная минерализация ассоциирует с вольфрамовой, иногда с полиметаллической. Известны также самостоятельные полиметаллические рудопроявления, содержащие медь, свинец, цинк, а также рудопроявления железа, марганца и некоторых других полезных ископаемых.

Рудопроявления хрома в основном сосредоточены в бассейне р. Анадырь, в Таловско-Майнской антиклинорной зоне и на о. Карагинском, а также в пределах Красногорского, Чирынайского, Устьбельского, Тамватнейского и других массивов, относящихся главным образом к дунит-гарцбургитовой формации. Параметры большинства выявленных рудопроявлений

невелики, однако во многих случаях они отличаются групповым линейным расположением, что дает возможность предположить наличие и более крупных зон. По качеству хромиты разнообразны — от высокохромистых металлургических сортов до руд, которые могут использоваться лишь как огнеупоры.

Наиболее значительная оловорудная минерализация приурочена к Центрально-Корякской зоне [Поздеев А. И., 1977]. Оруденение относится к многосульфидному типу касситерит-силикатной формации (Айнаветкинское, Резниковское и Хрустальное рудные поля). В рудах, кроме мелкокристаллического касситерита, присутствуют вольфрамит и шеелит, а также сульфиды железа, олова, свинца, меди, сурьмы и других металлов, характерны турмалин и хлорит. Месторождения ассоциируются с мелкими интрузивными телами позднепалеогеновых гранитоидов и залегают обычно в сложнодислоцированных меловых песчано-сланцевых отложениях.

Важная особенность металлогении Корякско-Анадырской системы — присутствие ртутных и сурьмяно-ртутных месторождений, часть из которых подвергалась относительно детальным исследованиям. Месторождения относятся к трещинному типу; оруденение представлено в основном кварц-карбонатными жилами, прожилками и оруденелыми зонами брекчирования с кинварью и подчиненным антимонитом; иногда присутствуют минералы мышьяка — реальгар и аурипигмент. Важную роль играли экраны, представленные в основном тектоническими глинами или слабо проницаемыми туфопелитовыми породами. Большая часть оруденения сконцентрирована в рудных столбах и гнездах.

Месторождения и рудные пункты в совокупности характеризуются линейной вытянутостью и контролируются крупными разрывными нарушениями, наблюдаемыми часто на границе структурно-формационных зон, или являются внутрiformационными. Нижняя возрастная граница оруденения — нижний миоцен (25—28 млн. лет); такой возраст имеют дайки диабазовых порфиритов и других пород, на которые наложено оруденение [Титов И. Н., Тарасенко Т. В., 1977]. Ртутное оруденение естественно связывать с фазой активных тектонических движений, в которые вовлечены нижнемиоценовые отложения, с образованием крупных разрывных дислокаций, завершающих эту фазу.

Таким образом, в пределах северо-западного сегмента кайнозойских сооружений западной части Тихого океана Корякско-Анадырская система, по имеющимся предварительным данным, представляет собой наиболее продуктивную в рудном отношении площадь.

На крайнем юге рассматриваемого глобального мегаблока расположен Австралийский континент, большая часть которого, за исключением юго-западного угла этого материка,

включена в его рамки. Особенность строения материка по Е. Ш. Хиллсу [1960] — его блоковое строение. На его территории выделяются весьма крупные элементы складчато-глыбового характера; более древние комплексы распространены на приподнятых и впоследствии эродированных блоках; более молодые приурочены к опущенным участкам. Блоки фундамента, относящиеся к относительно стабильным кратонным массивам и представляющие собой ядра материка, разделены зонами большой тектонической активности; именно к ним приурочены геосинклинальные структуры, замыкавшиеся в разное время в связи с активными (орогеническими) тектоническими движениями.

Юго-западный угол материка, включающий блок Йилгарн на западе и блок Голер на востоке и примыкающие к ним участки платформы, перекрытые чехлом, сложенным верхним протерозоем, палеозоем и кайнозоем, относится к особой территории, входящей в состав расположенного к западу глобального мегаблока. С востока этот особый участок обрамлен, видимо, Аделаидским складчатым поясом верхнепротерозойского возраста, а с севера активизированными архейскими блоками Масгрейв и его продолжением к западу, а затем субширотным складчатым поясом, сложенным отложениями нижнего — среднего протерозоя и крупной структурой типа авлакогена, в пределах которой обнажаются главным образом породы верхнего протерозоя и палеозоя. Таким образом, к рассматриваемой площади относятся большая часть Австралийской платформы и обрамляющая ее с востока Тасманская геосинклинальная система герцинского возраста. Вся эта территория характеризуется слабыми положительными усредненными аномалиями Фая, которые усиливаются в северо-восточной и северной частях континента и в пределах одного из участков северо-запада материка (в районе блока Пилбара).

Описываемая часть Австралии отличается крупными запасами свинца и цинка. Мировое значение имеют россыпи восточного побережья Австралии, содержащие очень крупные запасы рутила и циркона. Они образуются, по-видимому, в результате многократного размыва песчаных пород, от докембрийского до пермского возраста, гранитов, молодых основных эффузивов и гипабиссальных образований. Важное значение имеют также руды вольфрама, золота, серебра, меди, урана, олова и хрома, а также редких металлов и элементов — висмута, кадмия, селена, редких земель, бериллия. Рассматриваемая площадь характеризуется крупными запасами железных руд по преимуществу итабритовой формации.

В ряде районов Австралии известны крупные и уникальные полиметаллические месторождения докембрийского возраста. Эти месторождения приурочены к метаморфизованным в различной степени осадочно-вулканогенным комплексам средне-

протерозойского возраста и представлены формацией колчеданно-полиметаллических и близких к ним рудных образований. Наиболее крупные — месторождения Брокен-Хилл и Мак-Артур, крупные — Маунт-Айза и Хилтон. Эти в основном свинцово-цинковые месторождения (иногда с медью) отличаются высоким содержанием серебра.

Значительный интерес в рассматриваемой части Австралии представляют редкометальные пегматиты. В провинции Пилбара развиты древние архейские пегматиты, в основном с танталовым оруденением; в некоторых пегматитах преобладает касситерит, развит также берилл. В провинции Кимберли пегматиты также находятся в архейских толщах; к ним приурочены танталит-колумбит, касситерит, мусковит. В провинции Дарвин выявляется пегматитовый пояс с касситеритом, колумбит-танталитом и амблигонитом. Для блока Аранта, южная часть которого претерпела тектоно-магматическую активизацию байкальской и раннегерцинской эпох, характерны пегматиты различного типа; из них извлекается главным образом мусковит. В блоке Масгрейв развиты также в основном слюдоносные пегматиты, но они содержат ортит, танталит, берилл. В блоке Маунт-Айза, относящемся к среднетерозойской складчатой зоне, развиты мусковитовые пегматиты, из которых извлекается также берилл, танталит, берtrandит.

Из приведенного краткого обзора следует, что пегматиты рассматриваемой части Австралии главным образом комплексные и не относятся к четко выраженным типам, характерным для площадей с отрицательными или положительными средненными аномалиями Фая, хотя в большинстве случаев они ближе к последним. В этом отношении наиболее типичен блок Пилбара.

В пределах рассматриваемой площади широко распространены урановые месторождения различных типов — пегматитовых, гидротермальных, метаморфогенных (на п-ове Арнемленд, месторождение Рам-Джанга на севере материка; Маунт-Пойнтер, Рэдиум-Хилл и Олари на юге и др.) [Магакьян И. Г., 1974].

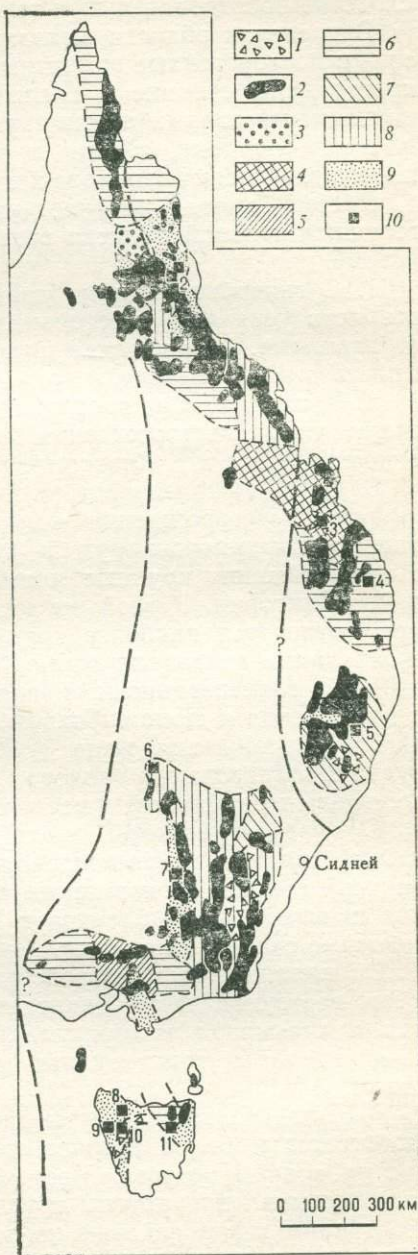
С востока Австралийская платформа обрамлена Тасманской геосинклинальной областью, которую следует рассматривать в качестве элемента Тихоокеанского тектонического пояса. Складчатые структуры Восточной Австралии слагаются геосинклинальными комплексами докембрийского и палеозойского возраста, которые по своим особенностям сходны с байкалидами и палеозоидами востока Кореи и Китая.

В Австралии более древние складчатые сооружения постепенно сменяются более молодыми при движении на восток от Австралийской платформы к тихоокеанскому побережью и в этом же направлении омолаживаются гранитные интрузии. Еще восточнее расположены мезозойские и кайнозойские структуры Новой Зеландии, отделенные от Австралии Тасмановым

морем, образовавшимся в позднемезозойское время. Новая Зеландия — это единственная островная дуга, в пределах которой выявлен полный геологический разрез фанерозой геосинклинального типа. На востоке Австралии установлены байкальская, каледонская и герцинская эпохи складчатости [Богданов Н. А., 1970]. Изучение возрастов радиологическим методом позволяет герцинскую эпоху подразделить на раннюю и позднюю, захватывавшую низы мезозоя. Кроме того, выявлены наложенные раннемеловые магматические комплексы. Общую металлогеническую характеристику Тасманской геосинклинальной области дали в последнее время М. Соломон и др. [Solomon M. e. a., 1972]. Применяя структурно-формационный метод, эти исследователи в пределах области выделили четыре главные тектоно-металлогенические единицы: Лакланскую, Новую Англию, трог Ходжкинсон и Северо-Квинслендскую. Они подчеркнули, что омоложение структур, магматизма и рудообразования происходит как к востоку, так и к северу. Отмечаются однородные ассоциации пород и руд, характерные для

Рис. 21. Металлогенические провинции и районы Тасманской области. По М. Соломону [Колотухина С. Е. и др., 1974].

1 — районы распространения кислых и средних вулканогенных пород; 2 — гранитные массивы; 3—9 — районы с различной минерализацией: 3 — Cu—Pb—Zn—Ag; 4 — Cu—Au, Ag+Mo; 5 — Au, Sb; 6 — Au; 7 — Au—Cu, Sb; 8 — Au—Cu; 9 — Sn, W, Mo(+Sb+Bi); 10 — месторождения: 1 — Херберток, 2 — Маунт-Гарнет, 3 — Маунт-Морган, 4 — Биггенден, 5 — Кингсгейт, 6 — Кобар, 7 — Арзлтан, 8 — Маунт-Бишоф, 9 — Зиан, 10 — Ренисон-Белл, 11 — Эберфойл



повторных тектоно-металлогенических фаз, проявляющихся от кембрия до пермо-триаса, что, по мнению авторов, свидетельствует о гомогенности Тасманской геосинклинальной области и сходстве последовательных тектонических циклов.

В пределах области выявляются офиолиты, широко развиты син- и посторогенные гранитные интрузивы и сравнительно распространены средние и кислые вулканогенные породы. С гранитными массивами ассоциируют месторождения золота, меди, олова, молибдена, сурьмы и висмута, с вулканогенными комплексами — медно-свинцово-цинковое оруденение (рис. 21).

Весьма кратко металлогенические особенности Тасманской геосинклинальной области сведены в работе Н. А. Беляевского [1969].

1. С гипербазитами и базитами средне-верхнекембрийского возраста связаны месторождения медно-никелевых руд на о. Тасмания. В последнее время в пределах Восточно-Австралийского пояса выявлены также месторождения хрома.

2. К каледонским гранитоидам (постордовикского возраста) приурочены месторождения золота, олова, меди в Южном Квинсленде и в шт. Виктория.

3. С позднекаледонскими (девонскими) гранитоидами ассоциируют месторождения золота, меди, полиметаллических и олово-вольфрамовых руд в Новом Южном Уэльсе; именно с ними связаны крупные месторождения Бендиго и Балларат в шт. Виктория. К этой же металлогенической эпохе, по-видимому относятся наиболее крупные медные, полиметаллические и оловянные месторождения о. Тасмания.

4. С раннегерцинскими гранитоидами, широко развитыми в Квинсленде и Новом Южном Уэльсе, ассоциируют значительные месторождения меди (Маунт-Морган, Чиллаго и др.) и рудные образования золота, а также полиметаллические и вольфрам-молибденовые месторождения.

С позднегерцинской эпохой (Квинсленд, Новый Южный Уэльс) связаны месторождения олова и золота. Вероятно герцинский возраст имеют также крупные скарновые месторождения шеелита и молибденита в Новом Южном Уэльсе и шеелитоносные скарны на о. Кинг.

С наложенным мезозойским гранитоидным магматизмом в юго-восточной части Квинсленда связана медная, золоторудная и сурьмяная минерализация, а на о. Тасмании известна незначительная золоторудная минерализация третичного возраста.

В Новой Зеландии, кроме третичной рудной минерализации, выделяется и более древнее золотое оруденение, расположенное на южном острове. Месторождения и образованные за их счет россыпи приурочены к условно докембрийским, раннепалеозойским и мезозойским комплексам. Наиболее крупным является месторождение Рифтон докембрийского возраста.

## О ГЛАВНЕЙШИХ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТАХ ЗАПАДНОГО ПОЛУШАРИЯ

Прежде чем охарактеризовать главные структурно-металлогенические элементы Западного полушария, необходимо отметить, что наиболее глубинные гравитационные поля его основных единиц не отличаются той степенью контрастности, которая так типична для описанной ранее площади Земли. Это отражается и на металлогенических особенностях этого полушария.

Территория Северной Америки изучена значительно лучше Южной, и совсем слабо освещена в геолого-металлогеническом отношении обширная область бассейна р. Амазонки, включающая синеклизу Амазонки и прилегающие значительные части Центрально-Бразильского и Гвианского щитов.

В пределах Западного полушария выделяется два глобальных мегаблока: Американо-Гренландский, захватывающий значительную северо-восточную часть Северной Америки, Гренландию и крайний северо-восток Южно-Американского континента, и Американский, занимающий юго-западную часть Северной и большую часть Южной Америк.

Первый характеризуется общими слабыми отрицательными аномалиями гравитационного поля, на фоне которых в северной части Северной Америки выделяется участок слабых положительных аномалий.

В состав Американо-Гренландского глобального мегаблока входит на севере Канадско-Гренландский щит и расположенная к югу от него плита Мидконтинента, которые обрамляются складчатыми системами Аппалачей, Иннуитской и Восточно-Гренландской и др. (Структурные единицы взяты в основном по схемам Северной и Южной Америк, составленным В. Е. Ханиным [1971]). Западной границей этого мегаблока является система крупных разрывных нарушений, выявленных по западной границе Канадского щита и плиты Мидконтинента, которые затем на юге смыкаются с северо-западными структурами, в том числе крупными разрывами, перекрытыми еще южнее молодыми образованиями Примексиканского прогиба.

На севере граница между глобальными мегаблоками резко поворачивает на запад и выходит к побережью Тихого океана. Проведена она здесь приблизительно. Этот участок требует специального рассматривания.

На северном фланге Канадские Кордильеры существенно изменяются: восточные и центральные их зоны выклиниваются по простиранию. Передовой прогиб Альберты и зона Северных

Скалистых гор протягиваются примерно до широты 60-ой параллели. Область распространенных к северу хребтов Франклина, Маккензи, Селвина и Ричардсона представляют собой платформенные сооружения, нарушенные разломами; они «не имеют почти ничего общего с изоклинально-чешуйчатой структурой Северных Скалистых гор» [Хаин В. Е., 1971, с. 195]. Только западная зона прослеживается до Южной Аляски. К северо-западу от этой стабильной области находится крупный Юконский срединный массив.

Таким образом, на северо-западе Северо-Американского материка наблюдается сложный по форме платформенный выступ, который четко выражен в поле гравитационных аномалий и отражен в металлогенических особенностях этой площади. На этот платформенный выступ накладываются редуцированные геосинклинальные прогибы, пересекающие его полностью или затухающие в его теле.

В гравитационном поле Земли этот участок выражен слабой отрицательной аномалией, которая доходит до побережья Тихого океана и в свою очередь осложняется полем слабой положительной аномалии. В целом эта площадь должна рассматриваться как крупная область мезозойской и кайнозойской тектоно-магматической активизации, которой подвергся платформенный выступ и обрамляющие его складчатые сооружения низов фанерозоя. Граница между этой особой структурно-формационной областью и расположенными к югу различными зонами Кордильер может быть намечена лишь примерно, так как отдельные структуры, составляющие систему Кордильер, выклинивались постепенно; типичные черты пояса Кордильер исчезают примерно на широте 51—52° с. ш.

Граница между глобальными мегаблоками в пределах Южной Америки также проведена приблизительно, примерно по меридиану г. Рио-де-Жанейро.

#### АМЕРИКАНСКИЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ МЕГАБЛОК

Эта структурно-металлогеническая единица Земли включает ряд крупных, весьма продуктивных в рудном отношении металлогенических подразделений: Кордильеры и Анды Северной и Южной Америк, специфическая и богатая в рудном отношении область тектоно-магматической активизации, выделенная Ф. Б. Кингом [King Ph. B., 1969<sub>1,2</sub>] под названием Восточных хребтов и плато, область островных дуг Больших и Малых Антилских островов, Гвианский и Бразильский щиты и др.

Кордильеры Северной Америки и Южно-Американские Анды имеют ряд сходных черт, но в то же время отличаются рядом существенных особенностей; Кордильеры — Анды — это наиболее протяженный на Земле мезозойско-кайнозойский геосинклинальный пояс, развивавшийся в краевой части континентальных масс Северной и Южной Америк. Континентальная

кора здесь контрастно соприкасается с океанической корой Тихого океана. Большая часть Северо-Американских Кордильер относится к мезозойской геосинклинальной системе, и кайнозойский пояс «весьма слабо обозначен в западной части Северо-Американских Кордильер» [King Ph. B., 1967]. Наиболее важные особенности геологического развития Анд — их полицикличность и унаследованный характер развития главнейших структурных элементов. Анализом структур пояса Анд выявлены каледонские и особенно четко герцинские дислокации, последние имеют законченный характер [Хаин В. Е., 1971, с. 341]. Вдоль пояса Кордильер — Анд вытягиваются батолитические тела гранитоидов, протяженность которых в ряде случаев измеряется первыми тысячами километров.

В Кордильерах и Андах выделяются отдельные поперечные сегменты, отличающиеся геологическими особенностями и металлогенией. В пределах Северной Америки Ф. Б. Кинг [King Ph. B., 1969<sup>1,2</sup>] выделяет Аляскинско-Канадский, Оригонско-Монтанский, Калифорнийско-Колорадский и Мексиканский сегменты. Указанные сегменты отсекаются поперечными переходными зонами, которые в значительной мере связаны с крупными разломами; часть этих разломов представляет собой продолжение в пределах континента крупных разрывов, закартированных на дне Тихого океана (Мендосино, Муррей и др.). Рудоконтролирующее значение подобных переходящих из океанов на материке разрывов для западных штатов США подчеркивается Я. Кутиной (1969 г.). Как в Кордильерах, так и в Андах выявлена четкая продольная зональность.

Крайний северный и территориально оторванный аляскинский сегмент Кордильер характеризуется специфическим геологическим строением и металлогенией. Эта наложенная мезозойско-кайнозойская геосинклинальная система, примыкающая с юга к крупному Юконскому срединному массиву. В ее пределах выделяется два этапа интенсивной магматической деятельности — верхнеюрско-нижнемеловые (гипербазиты и базиты и несколько более поздние умеренно-кислые граниты) и верхнемеловые — палеогеновые гранитоиды [Магакьян И. Г., 1974]. С гипербазиитами связаны не крупные месторождения хромитов и проявления платины, которая в значительных количествах добывается из россыпей. С гранитоидами ассоциируют мелкие месторождения золота, полиметаллических руд, меди и молибдена. К зонам разломов приурочено большое число не крупных месторождений ртути.

На п-ове Сьюард, который относится к интенсивно активизированной части Юконского массива и должен уже рассматриваться в составе Чукотской структурно-формационной зоны, выявлено месторождение сульфидно-касситеритовых руд и бериллиевых месторождений бертрандитового типа. Аляскинский сегмент Кордильер обладает не только специфическими метал-

логеническими особенностями, но и отличается, по сравнению с другими сегментами Кордильер, относительно убогой рудной минерализацией. Однако на восточном и юго-восточном продолжении Аляскинской зоны, уже в пределах Канады (провинция Юкон и северо-западная часть Британской Колумбии) расположены участки развития месторождений меднопорфирового типа среднего по размерам масштаба (Кэсиноу и Канадиен-Крик и др.) и медноколчеданные месторождения Грендук и Крейгмонд.

Территория северо-западной части Канады, Восточной и Южной Аляски относится уже к другому глобальному структурно-металлогеническому элементу и будет охарактеризована позже.

Западные штаты США, прилегающие районы Британской Колумбии, Канады и территория Мексики и некоторых стран, расположенных еще южнее, куда продолжаются с севера рудные пояса Соединенных Штатов, представляют собой совершенно выдающуюся по богатству и разнообразию металлических полезных ископаемых рудную площадь мира. Вместе с массивами, расположенными к востоку от складчатых сооружений Кордильер, эти области составляют Америано-Мексиканский мегаблок первого порядка.

В пределах западных штатов США выделяется два крупных структурно-металлогенических элемента — мезозойско-кайнозойский геосинклинальный пояс Кордильер (Скалистых гор и Берегового хребта) и расположенная к востоку крупная территория тектоно-магматической неогеновой активизации, наложившаяся на западную часть Северо-Американской платформы. Таким образом, именно здесь рудоносная территория имеет наибольшую ширину. Наиболее древними в пределах области являются нижнемеловые гипербазиты, с которыми ассоциируют небольшие месторождения хромитов и проявления платины (и алмазов), зафиксированные в россыпях.

В течение длительного геологического времени формировались весьма крупные батолитические тела гранодиорит-кварцдиоритового состава, заключительный этап образования которых относится к верхнему мелу—палеогену (батолиты Боулдер, Айдахо и другие). С этими батолитами и малыми интрузивными телами, с ними ассоциирующими или образовавшимися несколько позже, связаны месторождения меди, свинца и цинка, золота, шеелитоносных скарнов, сурьмы, урана. Для этого региона особенно характерны крупные и многочисленные месторождения меди. Среди них прежде всего необходимо назвать крупное жильное месторождение Бьют (в шт. Монтана), которое, по мнению В. Н. Котляра [1970], связано не с породами батолита Боулдер, а с более поздними субвулканическими кварцевыми порфирами и относится лишь к структурной разновидности широко развитых в области месторождений мед-

нопорфирового типа, преимущественно неогенового возраста. Среди меднопорфировых месторождений выделяется тип молибденосодержащих рудных образований и разновидности с золотом и серебром, ассоциирующие с несколькими более молодыми вулканогенными комплексами (Коппер-Каньон, Коппер-Бейси — на юге США и Хосе-Авино в Мексике [Перваго В. А., 1975]). Кроме того, в Мексике известно медноколчеданное месторождение Лос-Пилорес. Наиболее крупные меднопорфировые месторождения обычного типа (с молибденом): в США — Моренси и Бингхем, Сан-Мануэль, Минерал-Парк, Каламазу (Квинтана), в южной части Британской Колумбии на о. Ванкувер — площади Хайленд-Велли и Оканаган-Велли, Айленд-Коппер. На севере Мексики находятся весьма крупное месторождение Ла-Кананеа, а также Грин-Кананеа и Ла-Каридад. На продолжении зоны меднопорфировых месторождений в Панаме выявлены два месторождения — Петакуилла и Ботиха. Среди полиметаллических свинцово-цинковых месторождений западных штатов США и Мексики широко распространены метасоматические залежи в карбонатных породах (Ледвилл, Редклифф, Балт-Маунтин, шт. Колорадо, район Пиоч; в шт. Невада, Центральный и Восточный Тинтик и др. — в США, Санта-Евлалия, Сан-Франциско, Реформа и многие другие — в Мексике); широко распространены как в США, так и в Мексике полиметаллические месторождения жильного типа (наиболее крупный район в США — Кер-д'Ален). Во многих случаях наблюдаются переходные формы между метасоматическими залежами, стратиформными телами и жильными образованиями.

Достаточно широко в рассматриваемой области распространены также скарновые месторождения вольфрама относительно не крупного масштаба. В США они расположены в основном между Скалистыми горами и Сьерра-Невадой и ассоциируются с гранитоидными массивами поздне мелового или раннетретичного возраста. Наиболее крупные среди них месторождения Пайн-Крик в шт. Калифорния, Мидл-Сити в шт. Невада и Калверт-Крик в шт. Монтана.

Среди месторождений золота рассматриваемой области достаточно определено выделяются две возрастные и генетические группы. Более древние приурочены к области мезозойд и большинством исследователей этого региона связываются с гранитными батолитами. Месторождения второго типа золотые и золото-серебряные ассоциируют с вулканогенными комплексами неогенового возраста. Наибольшая концентрация золоторудных месторождений первой группы характерна для Калифорнийско-Колорадского сегмента Кордильер, причем особенно для его северной части, примыкающей к поперечной зоне р. Снейк. Именно здесь расположены наиболее крупные рудные районы и поля Мадзер-Лоуд и Грасс-Валли — Невада-Сити.

Рассматривая генезис подобных месторождений, С. Д. Шер

подчеркивает, что «отчетливо выраженная дифференциация интрузивных пород от основных к кислым создавала, по-видимому, благоприятную обстановку для накопления золотоносных флюидов» [1972, с. 101].

К более позднему этапу рудно-магматической деятельности относится формирование неогеновых вулканогенных комплексов, в составе которых большую роль играют породы кислого состава. Интрузивные породы субвулканического и резко гипабиссального характера представлены здесь главным образом гранодиорит-порфирами и кварцевыми порфирами, иногда монцит-порфирами, входящими в состав сложных вулканических комплексов, в основном андезит—липаритового ряда. Подобные по возрасту и составу комплексы развиты в пределах зоны кайнозойской активизации западных штатов США и весьма широко распространены в Мексике.

С этими вулкано-плутоническими сериями связаны разнообразные и в ряде случаев весьма крупные рудные месторождения. Выдающееся значение имеют месторождения молибдена (Кляймакс, Гендерсон, Квеста 1 и 2 и др.) и ассоциирующие главным образом с монцит-порфирами медно-молибденовые рудные образования, часть из которых, по-видимому, имеет и более древний возраст; золото-серебряные месторождения (Комсток, Голдфилд, Крипл-Крик и др. в США, Эль-Оро в Мексике); в Мексике широко развиты существенно серебряные месторождения, которые разрабатываются уже много столетий (Вета Мадре, Пачука и многие другие), зафиксировано золото-урановое месторождение (район Чиуауа), сурьмяные месторождения (Сан-Луис, Потоси др.), ртутные образования (Уитцуко и др.); особого внимания заслуживают мелкие оловянные месторождения древнянистого олова со спекуляритом риолитовой формации, пользующиеся весьма широким развитием в Мексике и незначительным в западных штатах США. Это рассредоточенное и разбрызганное оловянное оруденение обладает, по-видимому, значительными суммарными запасами, которые практически невозможно учесть в связи с мизерными масштабами отдельных объектов. В течение длительного времени эти месторождения разрабатываются в основном кустарным способом.

Охарактеризованные рудные пояса протягиваются и южнее, в районах Центральной Америки. Здесь выявлены главным образом серебряные месторождения, которые разрабатываются в Никарагуа, Сальвадоре и некоторых других странах. В западных штатах США с неогеновым этапом связаны также сложные по составу сурьмяно-вольфрамовые руды (Боулдер, Атолия), урановые рудные образования (для месторождения Мерисвилл установлен возраст оруденения около 10 млн. лет). В крайней западной альпийской зоне, в связи с глубинными разломами, располагаются достаточно крупные месторождения

ртути (Нью-Альмаден, Нью-Идрия и др.). В пределах охарактеризованной области известны также вулканогенные месторождения бериллия берtrandитового типа, в ряде случаев весьма крупные, ассоциирующие с большими количествами флюорита (район Спер-Маунтин, в шт. Юта, Томас-Рейндж на северо-западном обрамлении плато Колорадо, Агуачила в Мексике). Зафиксированы также, особенно в Мексике, крупные скопления флюоритовых руд. В пределах области выявлены также осадочно-вулканогенные, метасоматические и жильные месторождения марганца, имеющие некоторое практическое значение. Установлены четвертичные рудопоявления ртути и вольфрама, связанные с деятельностью горячих минеральных источников (ртутные рудопоявления Стимбон-Спрингс и вольфрамовые Голконда, западные штаты США). Многие месторождения области комплексные, и попутно из охарактеризованных выше руд извлекается большое количество кадмия, мышьяка, висмута, серы.

Особую металлогеническую единицу (мегаблок первого порядка) представляет собой островодужная область Антильских островов (Куба, Гаити и др.). Эта территория, по сравнению с другими структурами Американского глобального мегаблока, характеризуется специфическими особенностями металлогении и относительно незначительной рудной продуктивностью.

На первое место среди эндогенных рудных образований здесь следует поставить месторождения хромита среднего масштаба, связанные с гипербазитовыми комплексами верхнемелового — палеогенового возраста. С вулканогенно-осадочными комплексами этого же возраста ассоциируются месторождения марганца (провинция Ориенте на Кубе, о. Гаити). В провинции Пинар-дель-Рио имеется также медноколчеданное месторождение, а на о. Пинас — ферберит-шеелитовые жилы, связанные с гранитоидами палеогенового возраста [Магакьян И. Г., 1975]. Таким образом, для этого островодужного мегаблока характерны главным образом месторождения раннего этапа развития геосинклиналей.

Ширина складчатого пояса Южно-Американских Анд в общем вдвое меньше, чем Северо-Американских Кордильер. С востока этот пояс обрамлен прерывистой полосой передовых прогибов, здесь же расположен краевой массив Сьерра-Пампы. Сами Анды делятся на Восточную и Западную зоны. В Восточной зоне интенсивно проявились герцинские тектонические движения, были ослаблены раннеальпийские погружения; здесь находится блок Пуны (Центральные Анды), превращенный впоследствии в зону активизации. В Западной зоне интенсивные погружения происходили не только в палеозое, но и в мезозое. В Северных Андах эти погружения сопровождались офиолитовым магматизмом, а в южной и в большей половине Анд эвгеосинклинальный характер этой зоны подтвержден

развитием порфиритовой формации (юра, мел). Притихоокеанская зона интенсивных кайнозойских погружений установлена лишь в Северных и частично в Центральных Андах, а южнее они уходят под воды Тихого океана.

В складчатом поясе Анд выделяются следующие главные сегменты.

1. Северные Анды, в которых четко выражены восточная миогеосинклинальная и эвгеосинклинальная части. Со структурами Центральных Анд эта система сочленяется почти под прямым углом. «Границей между Северными и Центральными Андами служит субэкваториальная зона поперечных разломов и погружений, продолжающая Галапагосскую зону Тихого океана, пересекающая Южно-Американскую платформу вдоль оси Амазонской впадины и обуславливающая резкий коленообразный изгиб Срединно-Атлантического хребта. Это, таким образом, один из важнейших планетарных линеаментов» [Хаин В. Е., 1971]. Эта грандиозная зона разрывов прослеживается и дальше на восток, пересекает Атлантический океан, Африканский континент, следует по осевой части Аденского рифта и затухает в Индии, в пределах зоны, известной под названием Норманда-Сон. Эта часть Андийской горной системы сочетается с устойчивым Гвианским щитом и составляет вместе с ним Гвианский мегаблок первого порядка.

2. Центральные Анды, простирающиеся на севере северо-западное, а на юге близмеридиональное; в области излома простирающихся образуется угол Арика—Санта-Крус (по Г. Штилле), имеющий большое металлогеническое значение. Его возникновение, по-видимому, связано с поперечной зоной восточно-северо-восточного простираения.

3. Южные (Патагонские) Анды, которые представляют собой наиболее узкую часть складчатого пояса. Меридиональные структуры здесь в районе Магелланова пролива резко поворачивают на восток. В южном направлении значительно усиливается роль альпийских погружений. В строении Южно-Антильской дуги, расположенной восточнее, как бы повторяются особенности Антильской дуги Карибского моря. Значительная роль в их сложении принадлежит палеозойским комплексам [Хаин В. Е., 1971].

От Гвианского и Бразильского щитов и цепочки древних массивов, расположенных южнее, Андийский пояс отчленяется системой глубинных разломов. Многими исследователями подчеркивается, что альпийская складчатость в Андах резко отличается от альпийской тектоники Европы и имеет главным образом складчато-глыбовый характер (она сходна со складчатостью аляскинского сегмента Кордильер).

Для Анд характерен грандиозный гранитный батолит, выходы которого прослеживаются с некоторыми перерывами от Огненной Земли до северной части Перу, на протяжении около

6000 км. По данным В. Цайля [Zeil W., 1964], этот плутон формировался в течение длительного интервала геологического времени, а завершающий акт происходил между альбом и началом палеогена.

Особое металлогеническое значение имеют самые молодые вулкано-плутонические комплексы третичного возраста.

Андийская складчатая система представляет собой одну из наиболее продуктивных рудных областей мира, с весьма большим количеством меди и олова, значительным — молибдена, вольфрама, сурьмы, золота, серебра, платины. В этих рудах содержится ряд ценных редких элементов, прежде всего кадмий, индий, висмут, германий, селен, теллур и рений.

В пределах Северных Анд (Венесуэла, Колумбия, Эквадор) развиты золото-серебряные и золотые месторождения, ассоциирующиеся с неогеновыми экструзиями риолитов и андезит-дацитов. Наиболее крупным является золоторудный район Антиохия в Колумбии. Для этой страны характерно также наличие крупных россыпей платины, специфических гидротермальных месторождений изумрудов [Беус А. А., Минеев Д. А., 1974]. В пределах этого отрезка Андийского пояса наблюдаются также мелкие ртутные, медные и свинцово-цинковые месторождения.

Центральные Анды представляют собой чрезвычайно богатую в рудном отношении часть пояса. На севере, в Центральном Перу, здесь развиты колчеданно-полиметаллические месторождения, по-видимому, палеогенового возраста (Сьерра-де-Паско, Маракоча, Касапалка и др.) с крупными запасами свинца, цинка, меди. Чрезвычайно большое значение имеет так называемый Медный пояс Чили и Южного Перу, включающие всемирно известные месторождения меднопорфировых руд третичного возраста (Чукикамата, Потрерильос и многие другие), а также крупные медные месторождения типа «манто» (Гуаякан, Лос-Макис и др.). Кроме меди здесь извлекается значительное количество молибдена. В этой части пояса развиты также значительные по масштабу золото-серебряные, серебряные, ртутные месторождения Перу и Чили (крупное месторождение Чуанкавелика в Перу), иногда золото-ртутные рудные образования, ферберит-антимонитовое месторождение Лабертад в Перу.

Общая структурная позиция и металлогенические особенности олово-серебряного пояса Боливии и Северо-Западной Аргентины были предметом исследований многих геологов; особый интерес в этом отношении представляют последние сводные работы Ф. К. Шипулина и В. И. Казанского [1972] и В. И. Казанского, В. И. Старостина и М. В. Чеботарева [1975]. Формирование разнообразных месторождений этого пояса связано с процессами третичной тектоно-магматической активизации участка эпипалеозойской платформы (блока Пуны).

Наиболее богатое оруденение ассоциируется с самостоятельными малыми интрузивными телами дацитов, латитов, сиенит-диоритов, порфиритов плиоценового возраста [Шипулин Ф. К., Казанский В. И., 1972].

В пределах этого пояса выделяются три зоны: Северная, представленная месторождениями пегматитов и высокотемпературных гидротермальных образований вольфрам-олово-висмутового состава (Пепита, Антофагаста и др.), связанными с гранитоидами верхнего триаса — нижней юры, Центральная и Южная Боливия, месторождения которых имеют плиоценовый возраст, и в Южной Боливии и Северной Аргентине — миоцен-плиоценовый; в этих последних двух отрезках пояса развиты по преимуществу олово-серебряные месторождения (Потоси, Оруро, Лаллагуа, Пирквитас и многие другие), составляющие его основные рудные богатства. Кроме того, выявляются небольшие концентрации деревянистого олова, залегающие в риолито-дацитовых лавах (постмиоценового оруденения) плиоценового возраста (рис. 22).

В пределах пояса известны также полиметаллические рудные образования (Колькечака, Беренгела), сурьмяные месторождения (Пабельон, Тупика и др.), дающие значительную продукцию сурьмы, выявлено специфическое селеновое месторождение (Пакахаке), на ряде месторождений выявляются промышленные содержания меди.

В этой же зоне находятся также месторождения типа медистых песчаников, образующих полосу, протягивающуюся из Перу (район Негра-Уануни) в Боливию (район Корокоро). Месторождения имеют неогеновый возраст.

С вулканами четвертичного возраста в Чили, Боливии и Аргентине связаны крупные месторождения самородной серы.

В Боливии и Аргентине зафиксированы небольшие по масштабам гидротермальные месторождения марганца. В пределах Южных (Патагонских) Анд выявлено лишь несколько небольших полиметаллических месторождений и таким образом рудный пояс на юг выклинивается. Охарактеризованная часть Андийской горной системы и расположенный к востоку Бразильский щит, а также ряд массивов, лежащих к юго-западу от него, составляют в целом крупный мегаблок первого порядка, который мы назовем Чилийско-Боливийско-Бразильским.

Чрезвычайно интересно сравнить металлогенические особенности Северо-Американских Кордильер и Южно-Американских Анд. Сравнительный анализ особенностей золотого оруденения этих двух регионов уже сделан С. Д. Шером [1974].

В эвгеосинклиальной зоне Кордильер размещаются крупные золото-кварцевые месторождения, почти полностью отсутствует медноколчеданное оруденение и не характерно медное оруденение вообще; для крайней прибрежной зоны типично ртутное оруденение. В Южной Америке в аналогичной эвгео-

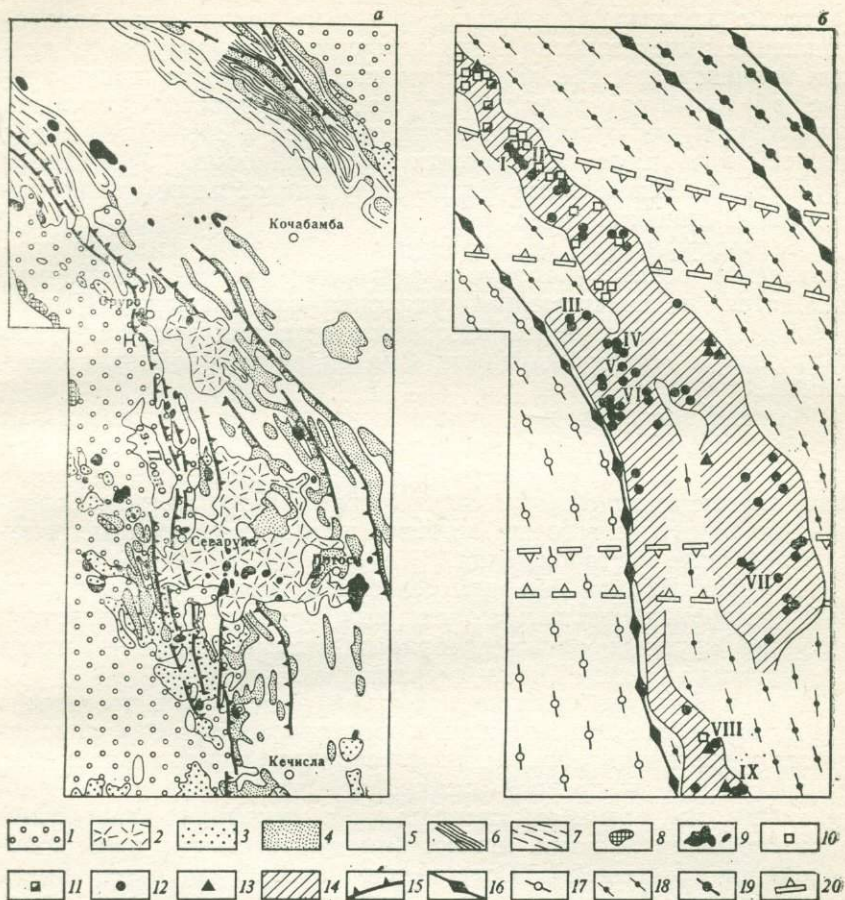


Рис. 22. Схемы геологического строения центральной части оловорудного пояса Боливии (а) и размещения месторождений олова, вольфрама, висмута в тектонических зонах (б). Составлена на основании Геологической карты Республики Боливии масштаба 1:2 500 000 (1968 г.) и Карты расположения высокотемпературных месторождений Боливийских Анд масштаба 1:1 500 000 (1968 г.). По Ф. К. Шипулину, В. И. Казанскому [1972].

1—9 — отложения: 1 — четвертичные, 2 — третичные вулканогенные, 3 — третичные континентальные, 4 — меловые континентальные и морские, 5 — пермо-триасовые (?) терригенные, обнажающиеся в ядрах диапиров, 6 — пермо-карбоновые морские и континентальные, 7 — девонские, 8 — ордовикские — силурийские морские и ледниковые; 9 — гранитоидные интрузивы; 10—13 — месторождения: 10 — вольфрама, 11 — вольфрама и олова, 12 — олова, 13 — висмута; 14 — пояс высокотемпературных гидротермальных месторождений; 15 — разломы; 16 — границы субмеридиональных тектонических зон; 17 — Альтиплано, 18 — Палеозойский блок, 19 — Субандийская зона; 20 — границы широтных тектонических зон. Месторождения и рудные поля: I — Вилоко, II — Караколес, III — Сан-Хосе, IV — Морококала, V — Уануни, VI — Лаллагуа, VII — Потоси, VIII — Тасна, IX — Чоролке, К — зона разломов Коири

синклинальной зоне концентрируется, наоборот, медное (а также железное) оруденение, и весьма подчиненное распространение имеет золотая минерализация, не образующая крупных концентраций. Медные, в том числе золотосодержащие рудные образования, относятся к меднопорфировой формации, характерной для орогенного этапа, а также к специфичным для данной провинции меденосным турмалиновым брекчиевым трубкам. В медном поясе Чили—Перу они образуют четко выраженный линейный пояс.

Меднопорфировые месторождения Северной Америки приурочены в основном к зоне активизации древней платформы, находятся в значительном удалении от побережья Тихого океана и гораздо более рассредоточены; они отличаются по сравнению с месторождениями Анд более высокой золотоносностью.

Важная особенность большей части Анд—значительная разобщенность концентраций золота и серебра; исключением является лишь самый северный сегмент Южно-Американских Анд; в этом отношении он стоит ближе к Кордильерам Северной Америки, для которых особенно характерны крупные золото-серебряные месторождения.

В Андах Южной Америки серебро концентрируется в медных месторождениях или в оловянных, которые бедны золотом. Наличие крупных олово-серебряных месторождений—важная отличительная черта Южно-Американских Анд.

В полициклической геосинклинальной системе Анд достаточно отчетливо выявляется герцинская золотоносность. (Она локализуется в восточном обрамлении геосинклинального пояса в зоне, примыкающей к древней платформе, представлена незначительными по размерам кварцевыми и сульфидно-кварцевыми золотоносными жилами, играющими существенную роль в образовании россыпей.) Совершенно особый характер имеет самый северный сегмент Анд: в прибрежной части здесь обнаружены крупные россыпи платины, что связано с развитием именно в этой зоне офиолитовых комплексов. Широко развиты также золото-серебряные и золотые месторождения; остальные металлические полезные ископаемые весьма незначительных масштабов. Этот специфический сегмент Анд, в сочетании с устойчивым Гвианским щитом, составляет Гвианский мегаблок первого порядка.

Из весьма схематического обзора видно, что отдельные сегменты грандиозного пояса Кордильер и Анд существенным образом отличаются друг от друга; металлогения составляющих их зон различная, даже если они относятся к аналогичным структурным элементам подвижного пояса. Реальные металлогенические соотношения нельзя объяснить единой схемой, как это делают некоторые авторы. Показательным примером служит построение Р. Г. Силлитоу (Sillitoe R. H., 1972), который

попытался объяснить металлогенические особенности геосинклинального пояса Северной и Южной Америк с позиций гипотезы «тектоники плит». Предпосылкой подобных построений является представление о том, что металлы поступали из поддвинутой под континент в процессе субдукции океанической коры и океанических осадков, которые, переплавляясь, «подавали» эти металлические компоненты со щелочноземельными магмами и отделяющимися от них флюидами. В связи с этим выявляется якобы зональное расположение рудных месторождений по отношению к побережью Тихого океана в такой последовательности: Fe—Au—Cu—Ag—Pb—Zn—Sn—Mo. Нетрудно видеть, что реальное распределение рудных месторождений по отношению к побережью Тихого океана в различных сегментах пояса Кордильер—Анд никак не может быть уложено в прокрустово ложе указанной схемы. Для всего пояса характерны очень крупные батолиты кислого, существенно гранодиоритового состава и отсутствуют «дополняющие» крупные массы ультраосновных пород, вообще весьма незначительно развитые в пределах всей рассматриваемой геосинклинальной области. Происхождение этих батолитов никак нельзя связать с дифференциацией базитовой магмы. Формирование рудных месторождений приурочено как к разным эпохам, так и к различным фазам тектоно-магматической деятельности, существование которых не находит сколько-нибудь удовлетворительного объяснения с позиций «глобальной тектоники плит». Месторождения ранних этапов цикла образовывались в условиях растяжения земной коры, сбросообразования и интенсивного базитового и частично ультрабазитового магматизма. Средние этапы характеризовались формированием крупных масс гранитоидов, складкообразованием и преобладанием надвиговых структур; эти процессы происходили в обстановке сжатия.

Таким образом, геосинклинальным циклом развития с сопутствующими ему магматизмом и рудообразованием подтверждается пульсирующее развитие земной коры, которое выдвигали такие выдающиеся геологи, как В. А. Обручев, М. А. Усов и многие другие. Пульсирующее развитие также не объясняется с позиций гипотезы глобальной тектоники.

Таким образом, мы вынуждены констатировать, что приложение умозрительной гипотезы «глобальной тектоники плит», которая нашла, в частности, отражение в построениях Р. Г. Силитоу, не помогает в решении конкретных металлогенических проблем; они скорее уводят «в сторону от анализа реальных геологических условий развития как магматизма, так и металлогеники» [Смирнов В. И., 1977].

Металлогенические отличия между Андами и Кордильерами достаточно интересно объясняются в работе Ф. Тернера [Turneaur F. S., 1971]. В Андах, в отличие от Кордильер, расположен крупный район развития олово-серебряных месторожде-

ний. Геологическая обстановка образования этих месторождений очень близка, согласно Ф. Тернеру, обстановке формирования золото-серебряных вулканогенных месторождений Кордильер. В обоих случаях оруденение приурочено к вулканогенным комплексам, тяготеет к вулканическим аппаратам и субвулканическим телам. Сходны морфологические особенности рудных тел, изменения вмещающих пород, стадийность и зональность размещения оруденения. Однако имеются и существенные различия — оловоносная провинция Анд отличается преобладанием кислых пород. Андезиты в ней развиты ограниченно, причем отсутствуют разности, обогащенные темноцветными минералами, особенно характерные для золотоносных провинций. Магматические комплексы завершаются формированием кислых эффузивов, а не базальтов, как это наблюдается во всех золотоносных провинциях [Шер С. Д., 1974]. Отличаются также породы фундамента активизированной площади в Андах и Кордильерах. В первом случае в основании вулканогенных комплексов залегает мощная толща нижнепалеозойских песчанико-сланцевых образований, «в то время как в золотоносных областях обычно развиты карбонатные породы или глубокометаморфизованные гранитизированные породы и гранитоиды» [Шер С. Д., 1974, с. 190].

Можно прийти к выводу, что в Кордильерах процессы дифференциации магматических комплексов в районах развития золото-серебряных месторождений еще не дошли до образования кислых генерирующих олово вулканических пород; они в этом регионе связаны с наиболее молодыми риолитовыми составляющими третичных вулканических серий, широко развитых в Мексике и образующих рассредоточенное оловянное оруденение.

При изучении Охотско-Чукотского вулканогенного пояса также выявляется связь оловянного оруденения с наиболее кислыми и относительно более молодыми членами вулканических серий [Региональная..., 1976].

Существенную роль как это видно в Кордильерах и Андах, играет характер пород фундамента.

Восточнее охарактеризованного пояса Кордильер—Анд расположены платформенные территории (щиты, массивы, прилегающие участки платформы и участки более древних складчатых сооружений), в пределах которых находятся как древние месторождения археохрона, мезохрона и низов неохрона, так и рудные образования, связанные с более молодыми этапами тектоно-магматической активизации.

На севере Американского глобального мегаблока, в шт. Монтана, находится комплекс основных — ультраосновных пород Стиллуотер. Это дифференцированное плоское тело, по данным Е. Д. Джексона [1973<sub>1</sub>], весьма сходно с Бушвельдским комплексом и Великой Дайкой, хотя и значительно меньших раз-

меров. По данным этого автора [1973<sub>2</sub>], стиллуотерская магма внедрилась около 3200 млн. лет тому назад; следовательно, это одна из древнейших интрузий подобного типа. С комплексом связаны крупные месторождения хромитов; в последнее время в его пределах выявлено крупное месторождение платины.

Восточнее расположена группа верхне- или среднедокембрийских пегматитов Блек-Хиллс (шт. Южная Дакота), относящихся к комплексному редкометалльному типу, содержащему бериллий, литий, олово, тантал и ниобий и другие металлы [Топунова Г. А., 1972]. В этом же районе находится Редский шток (возраст около 1000 млн. лет), с которым ассоциируют берилл-бертрандит-эвклазсодержащие «грейзены» с крупными запасами бериллия. Во вмещающих породах установлено большое количество флюорита. По заключению Н. А. Солодова (устное сообщение), месторождение следует отнести не к грейзеновому, а бертрандитовому типу.

К блоку Блек-Хиллс приурочено также одно из крупнейших в мире золотоносных месторождений Хоумстейк [Шер С. Д., 1972]. Главные рудные тела этого месторождения представляют собой интенсивно хлоритизированные участки различных протерозойских сланцев, пронизанных золотоносными жилами и неправильными телами кварца с обильной вкрапленностью сульфидов (пирротина, пирита, арсенопирита). Установлено, что возраст галенитов, тесно ассоциирующих с золотой минерализацией, равен 1500—1700 млн. лет [Шер С. Д., 1972, с. 79]. Часть золотой минерализации связана с третичными вулканами этапа активизации, широко развитыми в пределах района.

К этапу мезозойской активизации должны быть отнесены карбонатитовые месторождения Маунтин-Пас в шт. Калифорния (возраст около 95 млн. лет), с крупными запасами цериевого сырья (бастнезитовых руд). С кайнозойской активизацией (55—50 млн. лет) связано возникновение алмазонасной кимберлитовой трубки Пайк (шт. Арканзас). Существенную роль процессы активизации, по-видимому, играли также при формировании известной провинции урано-ванадиевых месторождений плато Колорадо в США и полиметаллических рудных образований этой же площади.

В пределах Южно-Американского континента к описываемому глобальному мегаблоку относятся Гвианский щит, большая часть Бразильского щита, ряд массивов, расположенных к юго-западу от него, а также территория, описанная И. Г. Магакьяном [1974] под названием «Аргентинский пояс».

Глубокометаморфизованные породы Гвианского щита в значительной части сложены породами археохрона. В основном эта площадь притоков р. Амазонки занята джунглями и поэтому в геологическом и в металлогеническом отношении исследована недостаточно. Для щита характерно широкое развитие гранито-гнейсовых куполов, которые разделены образованиями

с большим количеством зеленокаменных пород. Здесь обнаружены многочисленные россыпи золота, часть из которых представляет собой продукты латеритного выветривания коренных месторождений. Месторождения известны в Венесуэле, Гвиане, Гайане и совсем незначительные по масштабу в Суринаме.

В северо-западной части Гвианского щита — в Гвиане и Суринаме — выделяется пояс развития пегматитов, которые по данным определения абсолютного возраста относятся к нижнему протерозою (2200—1900 млн. лет). Эти сложные по составу пегматиты содержат минералы лития, бериллия, тантала, ниобия и олова. Пока они значительного практического значения не имеют, хотя и эпизодически разрабатывались.

В Венесуэле установлены крупные запасы метаморфических железных руд с многочисленными богатыми рудными телами.

Геологические особенности Бразильского щита выяснены недостаточно, так как исследованы главным образом лишь его восточные и северо-восточные части. Здесь выделяются архейские ядра и складчатые пояса, завершившие свое развитие в результате среднепротерозойского и байкальского складкообразования. Следовательно, окончательная консолидация и переход в платформенное состояние на этом щите произошли значительно позже, чем на Гвианском.

В пределах архейских комплексов широко развиты различные гнейсы и кристаллические сланцы, в подчиненном количестве вывделяются амфиболиты. В их составе установлены марганецсодержащие силикатно-карбонатные породы гондитового типа. Незначительно развиты железорудные комплексы Киватинской формации [Формозова Л. Н., 1973], тесно ассоциирующие с вулканитами основного состава. В залегающих выше комплексах нижнего — среднего протерозоя (серия Минас) широко развиты породы итабиритовой формации, отнесенные Л. Н. Формозовой [1973] к доломит-кремнистому ряду. Именно Бразилия является классическим примером развития формации этого типа. Для первичных парагенезов этой формации особо характерны мощные доломитовые толщи, переслаивающиеся с итабиритами. Кроме железистых кварцитов, в парагенез последних входят доломиты, яшмы, основные вулканические породы, различные сланцы, граувакки и конгломераты. Первичные рудные компоненты в них осаждались в основном в форме окислов железа и марганца, в подчиненном количестве в виде карбонатов. Кроме обычных железо-марганцевых руд установлены и обособленные марганцевые месторождения. Обращает на себя внимание приуроченность золоторудных скоплений и месторождений золота именно к серии Минас. Для региона характерно большое количество россыпей золота.

Породы доломит-кремнистого ряда приурочены к крупным эвгеосинклинальным и миогеосинклинальным структурам. Же-

лезорудные и железо-марганцевые месторождения итабиритового типа связаны не только с Бразильским, но и с Гвианским щитами (Венесуэла). Запасы железных руд Бразилии являются самыми крупными в пределах обеих Америк.

Серия Жакобина в шт. Байя, вероятно, является аналогом серии Минас; к ней приурочены мощные золото- и ураноносные кварциты и конгломераты типа витатерсрандских.

Важная особенность Бразильского щита — широкое развитие в его пределах терригенных и частично карбонатных образований верхнего докембрия — нижнего палеозоя, залегающих несогласно на серии Минас (серии Лаврас и Бамбуи, Томбадор). Две первые серии, по мнению С. Е. Колотухиной и др. [Геология месторождений редких элементов Южной Америки, 1968], сходны с отложениями группы Катанги в Африке. Серия Томбадор (песчаники и сланцы) относится уже, по-видимому, к нижнему палеозою [Магакьян И. Г., 1974].

Общая конфигурация Бразильского щита и сопутствующих ему массивов, крупных прогибов в его пределах, а также зон тектоно-магматической активизации, в значительной мере определяющих его геолого-металлогенические особенности, в основном связана с крупными линеаментами. Выделяются четыре главных: Амазонский, Сан-Франциску, Аргентинский и Перуанско-Боливийский. Именно этими долгоживущими зонами определяется распределение почти всех редкометалльных пегматитовых и карбонатитовых месторождений Бразильского щита и прилегающих к нему массивов.

В восточной части Бразильского щита (штаты Минас-Жерайс и отчасти Байя) находятся золоторудные месторождения, которые С. Д. Шер [1974] относит к образованиям мезохрона. Главные из них — Морру-Велью, Ранозос, Пассажем. Первое месторождение, из руд которого кроме золота добывался мышьяк, С. Д. Шер сравнивает с известным месторождением Северной Америки Хоумстейк, вторые два приурочены к железистым кварцитам.

Так называемые «якутинга» — особый тип золоторудных образований Бразилии — это рыхлые железные руды, представляющие собой, вероятно, минерализованные сульфидами и золотом железистые кварциты. Золото в них распространено очень неравномерно.

В Бразилии установлены также золото- и ураноносные конгломераты (пояс Жакобина). Исследователи этих месторождений приходят к выводу о первично россыпном происхождении этих конгломератов, значительную роль играет последующее перетложение рудного вещества.

Наиболее крупные месторождения метаморфогенных железных руд итабиритовой формации находятся в пределах так называемого «железорудного четырехугольника» Минас-Жерайс — Итабира, Итабирита — Параопебо).

Крупные метаморфогенного характера марганцевые месторождения приурочены к штатам Мату-Гросу, Байя, Минас-Жерайс.

Сравнительно небольшими запасами обладают месторождения хромитовых руд, ассоциирующие с массивами ультраосновных пород.

Для восточной части Бразильского щита характерно широкое развитие редкометальных пегматитов, которые имеют огромное экономическое значение. Прежде всего необходимо отметить, что эта зона относится к Восточно-Бразильской области тектоно-магматической активизации, охватывающей значительный отрезок геологической истории: от верхов докембрия до середины палеозоя. Эта структурно-металлогеническая единица, так же как и в Африке, расположена на стыке двух глобальных мегаблоков, наиболее глубинные гравитационные аномалии которых положительны на западе и отрицательны на крайнем востоке. На крайней восточной полосе широко развиты пегматитовые месторождения с бериллиевой минерализацией, а также пегматиты с мусковитом. К западу расположены пегматитовые месторождения сложного состава с танталовой и оловянной минерализацией. Наконец, в северо-западной части Бразильского щита недавно выявлен крупный район оловянной минерализации (Рондония, в провинции Верхняя Мадейра). Этот район, примыкающий уже к складчатому поясу Анд, сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, конгломератами и древними гранитами с возрастом около 2 млрд. лет, прорываемыми сильно грейзенизированными гранитными интрузивами небольшого размера (10×20 км), часто кольцевого строения, возраст которых определен в  $980 \pm 20$  млн. лет (есть и другие определения). Коренные рассредоточенные источники касситерит и сопутствующих ему вольфрамита, колумбита и танталита, представлены грейзенами, кварцевыми жилами и пегматитами и вкрапленностью в топазсодержащих «молодых» гранитах. Касситерит образует крупные накопления в россыпях различного типа [Tomaszewski J. V., 1973]. Этот типичный участок тектоно-магматической активизации является крупным новым оловоносным районом.

Наиболее значительные месторождения редкометальных пегматитов в области Бразильского щита расположены в пределах плато Борборема (штаты Риу-Гранди-ду-Норти и Параиба), а также в шт. Минас-Жерайс. Здесь, по заключению С. Е. Колотухиной и др. [Геология месторождений редких элементов Южной Америки, 1968], «сосредоточено около половины мировых запасов бериллия и тантала». Однако в этом заключении не учтены очень крупные запасы бериллия в берtrandитовом типе его месторождений. Определения радиологического возраста пегматитовых тел дают цифры от 926 до 340 млн. лет, наиболее часты определения в интервале около 500 млн. лет.

Уникальное месторождение циркониевого минерала бадделита приурочено к нефелиновым сиенитам на плато Посусди-Калдас в шт. Сан-Паулу. В пределах восточной части Бразильского щита находится также крупнейшее в мире карбонатитовое месторождение Баррейру-ди-Араша, а также крупные месторождения Тапира и Яакупиранга, с огромными запасами пироксеновых руд (а также крупных скоплений бадделита, апатита и др.). Все эти месторождения, связанные со щелочными — ультраосновными и щелочными магматическими комплексами, тяготеют к линеamentу Сан-Франциску. Возраст этих рудных образований, определенный радиологическим методом, 147—51 млн. лет.

Сходные с бразильскими калиевые гранитоидные массивы развиты также в Аргентине (центральная часть Пампинских Сьерр); с ними ассоциируют не крупные по размерам редкометальные пегматиты с бериллом, сподуменом, тантало-ниобатами. Они относятся к той же возрастной группе пегматитовых образований, что и месторождения Бразильского щита. (Одно определение урано-свинцовым методом дало 385 млн. лет).

К герцинской металлогенической эпохе в этой зоне относятся также олово-вольфрам-висмутовые, полиметаллические, золото-серебряные и медные рудные образования не крупных масштабов, расположенные в передовой Кордильере Северо-Западной Аргентины.

Предположительно докембрийский возраст придается относительно крупным вольфрам-висмутовым, в ряде случаев с оловом, месторождениям Пампинского массива Центральной Аргентины, а также полиметаллическим месторождениям провинции Кордова. В этой же зоне выявлено крупное полиметаллическое месторождение Агиляр, залегающее среди метаморфизованных пород кембрия и ордовика.

Все отмеченные месторождения Аргентины выделяются И. Г. Магакьяном в качестве Аргентинского пояса [1974].

В пределах Бразильского щита выявлено две формации алмазоносных пород: алмазы присутствуют в конгломератах и песчаниках докембрия, а также связаны со щелочными ультраосновными породами (лимбургитами, мончекитами, кимберлитами), ассоциирующими с излияниями платобазальтов р. Параны, происходящими в конце триаса — начале юры. Промышленный интерес представляют алмазоносные россыпи, связанные с этими месторождениями. Весьма большое значение имеют также россыпи циркона, монацита и других полезных ископаемых, развитые на побережье Атлантического океана; их источник — редкометальные месторождения, отмеченные выше.

В наиболее молодых образованиях Бразильского щита обнаружены крупные свинцово-цинковые месторождения. Из них самые крупные рудные образования — Жануария и Вазанти,

представленные метасоматическими телами и жилами в доломитах и глинистых сланцах серии Бамбуи (верхний докембрий — нижний палеозой). На месторождении Вазанти установлены значительные количества германия и кадмия, а также примесь платины; зоны окисления этих полиметаллических месторождений богаты ванадием. По геологическим особенностям и вещественному составу эти месторождения сходны с полиметаллическими образованиями Намибии в горах Отави (Цумеб и другие месторождения) [Магакьян И. Г., 1974].

### АМЕРИКАНО-ГРЕНЛАНДСКИЙ ГЛОБАЛЬНЫЙ МЕГАБЛОК

Этот глобальный мегаблок сложен крупной массой Канадско-Гренландского щита и окружающими его окраинно-платформенными складчатыми зонами байкальского и каледоногерцинского возраста; в его состав входит также плита Мидконтинента. Покрытая льдами значительная часть Гренландии, а также Приполярная часть Северной Америки изучены слабо и, таким образом, при характеристике металлогении этого мегаблока мы будем касаться в основном Канадского щита, расположенной к югу от него части платформы и Аппалачской складчатой системы, обрамляющей платформу с юго-востока. Рассматривая общие особенности геологического строения и металлогении Канадского щита, Г. А. Топунова [1972] подчеркивает его крупноблоковое строение. Эти блоки отличаются друг от друга возрастом и структурным планом слагающих их комплексов, а также характером металлогении. Границы между блоками и особенно между щитом и прилегающими к нему структурными элементами являются тектоническими. Эти «контурные швы», обрамляющие Канадский щит и слагающие его крупные блоки, были каналами неоднократной тектономагматической активизации и именно поэтому так велико их металлогеническое значение.

Среди широко распространенных комплексов Канадского щита к древнейшим относится вулканогенная серия Киватин. Эти зелено-сланцевые породы представлены очень мощной толщей вулканитов толеитового состава, туфов и кислых эффузивов. По последним данным (Pettijon F. T., 1972), серия Киватин заложилась на рубеже 2,8 млрд. лет и, следовательно, относится к верхнему архею. В конгломератах в основании Киватинского разреза содержится галька натровых плагиогранитов, диоритов, изредка гранулитов. Таким образом, здесь так же, как и в Южной Африке, установлены дозеленокаменные комплексы, известные под разными названиями («серых гнейсов», гранодиоритов, трондjemитов и др.); серые гнейсы тоналитового состава возрастом 3600 млн. лет описаны на п-ове Лабрадор [Лутц Б. Г., 1978]. Более молодая серия Тимискаминг сложена граувакками, аркозами, конгломератами и другими

осадочными породами. Интенсивно дислоцированные породы серий Киватин и Тимискаминг прорваны альгоманскими гранитами возрастом около 2500 млн. лет, а также интрузивами основного состава. Выявлены гранитные батолиты, интрузирующие только породы серии Киватин и перекрытые аналогами комплекса Тимискаминг. На архейских образованиях несогласно залегают протерозойские свиты, сложенные кварцитами (в том числе железистыми), глинистыми сланцами, граувакками, аркозами и доломитами, относимыми к раннепротерозойской Гуронской серии. Более молодые комплексы среднего — верхнего протерозоя выделены в серию Кивиноу; они состоят в основном из песчаников и конгломератов, а также из основных вулканитов, породы интродированы интрузиями основного состава, образующими известный лополит Садбери, а также Дулут и диабазовый сидл Ниписсинг. Радиологическим методом возраст пород Садбери определен в 1200—1000 млн. лет.

Гранитные массивы протерозойского возраста прорывают породы серии Гурон, а некоторые и нижние комплексы серии Кивиноу. Среди железорудных месторождений Канадского щита выделяются различные типы и возрастные группы. К наиболее древним относятся образования киватинского типа, развитые в районе Мичипикотен (Канада) и вблизи оз. Вермильон (США). Рудоносные формации этого типа сложены мощной серией вулканогенных пород разнообразного состава. Преобладают основные вулканиты, однако присутствуют и средние, и кислые, роль которых увеличивается вверх по разрезу. Слои и линзы железистых кварцитов преимущественно связаны с основными или средними лавами и туфами. Выявлена тесная связь с вулканитами, причем руды образуются при затухании вулканических процессов. Осадочных пород в составе формации очень мало, они представлены преимущественно кремнистыми разностями. Мощность рудоносных формаций весьма велика (местами более 10 км), обычно образуются многопластовые залежи. Л. Н. Формозова относит эти руды к вулканогенно-кремнистой формации [1973].

Выделены также железорудные образования типа Тимискаминг, относящиеся к известково-кремнистой формации. Они распространены незначительно (месторождение Стип-Рок в Онтарио).

Относительно широко развиты железорудные образования кремнисто-сланцевой таконитовой формации, относящиеся главным образом к среднему протерозою. Эти типичные железистые кварциты, с многочисленными слоями оолитовых образований; приурочены они в основном к среднему протерозою (район оз. Верхнего, п-ов Лабрадор) и состоят из мощных комплексов тонкообломочных терригенных пород.

Золоторудные образования — важный элемент металлогении Канадского щита; большая их часть сформирована в архео-

хроне; к мезохрону относятся комплексные колчеданно-полиметаллические месторождения с золотом [Шер С. Д., 1972].

Древнейшие месторождения включают две наиболее важные рудные провинции — Киватин и Йеллоунайф. Большая часть этих провинций сложена гранитизированными породами и гранитами, среди которых расположены прогибы, сложенные менее метаморфизованными разностями, представленными вулканитами (серия Киватин), терригенными образованиями (серия Тимискаминг) или обеими сериями вместе (в металлогенической провинции Йеллоунайф), к которым и приурочены золоторудные образования. Выявлено большое число мелких месторождений, однако главная часть металла добыта из нескольких крупных месторождений (Поркьюпайн, Керкленд-Лейк, Хорн, Керр-Эдисон) в провинции Киватин и Джиант Йеллоунайф, в провинции Йеллоунайф. Среди месторождений преобладают представители золото-сульфидно-кварцевой формации [Шер С. Д., 1972].

Важную группу месторождений составляют редкометальные пегматиты, ассоциирующие с гранитными интрузиями, возраст которых 2600—2000 млн. лет.

Пегматиты Канадского щита относятся к комплексным типам и содержат литий, бериллий, цезий, олово, тантал, ниобий, галлий, таллий, различные урановые и ториевые минералы. Крупные месторождения известны в провинциях Квебек (провинция Онтарио), Манитоба (провинция Саскачеван) к северу от Большого Невольничьего озера (Берник-Лейк, Йеллоунайф, Линдох и др.).

По данным Н. А. Солодова [1971], пегматитовые месторождения Канады занимают первое место среди зарубежных стран по запасам лития и цезия, второе (после Бразилии) по запасам бериллия. По данным этого автора наиболее продуктивный тип по литию — альбит-сподуменовые пегматиты.

Важно отметить, что в пределах Северной Америки не выявлена закономерность в изменении минеральных типов пегматитов при переходе из областей с отрицательными значениями наиболее глубинных гравиметрических аномалий к положительным, как это характерно для Африки и Южной Америки; оловянная минерализация (в подчиненном количестве) развита и в тех, и в других областях. Так, пегматиты Канадского щита, в пределах которого в основном развиты отрицательные аномалии, не отличаются от района Блек-Хиллс в США (площади с положительной аномалией).

Существенное значение имеют медно-цинковые (Флин-Флон, Норанда, Шеррит-Гордон) и полиметаллические колчеданные месторождения, которые дают не только медь, цинк и свинец, но попутно также значительные количества золота, серебра, кадмия, индия. Месторождения приурочены к метаморфизованным вулканогенно-осадочным комплексам протерозойского (частично верхнеархейского) возраста.

В районе развития золото-ураноносных кварцитов и конгломератов Блайнд-Ривер (к северу от оз. Гурон) сосредоточены огромные запасы урановых руд; по его добыче район занимает первое место среди капиталистических и развивающихся стран, попутно из руд извлекается небольшое количество золота. Месторождение сходно с Витватерсрандом (Африка) и относится к типичным образованиям мезохрона.

В пределах Канадского щита широко распространены месторождения урана пятиэлементной формации и близкие к ним типы; ряд месторождений весьма крупные (район Большого Медвежьего озера, оз. Атабаска). Возраст различных месторождений, изученный радиологическим методом, — от 1900 до 600 млн. лет; установлено несколько эпох их образования. Этот участок характеризуется слабо положительными осредненными аномалиями Фая, отличается по геолого-металлогеническим особенностям и, по-видимому, должен быть выделен в качестве особого мегаблока первого порядка (Северо-Западной Канады).

Следует отметить месторождения титаномагнетита и ильменита, связанные с анортозитовыми массивами докембрийского возраста (Сент-Урбан, Аллард-Лейк и др.).

Весьма большое значение для рассматриваемого глобального мегаблока имеют сульфидные медно-никелевые месторождения типа Садбери, ассоциирующие с дифференцированными основными комплексами с возрастом 1200—1000 млн. лет. Благодаря наличию этих месторождений Канада является ведущей страной в капиталистическом мире по добыче никеля; из этих комплексов руд добывается большое количество меди, платины, палладия и извлекается также золото, серебро, кобальт, селен и теллур. Шлаки используются в качестве железной руды.

К этой же группе, связанной с породами основного состава, относятся месторождения самородной меди в районе оз. Верхнего (шт. Мичиган, США), игравшие в свое время важное экономическое значение, серебро-кобальтовые месторождения района Кобальт и некоторые другие.

К формации медистых песчаников и сланцев относятся, по-видимому, крупные скопления медной минерализации в алевролитах и глинистых сланцах на южном берегу оз. Верхнего (месторождение Уайт-Пайк); минерализация приурочена к образованиям верхнего протерозоя (возраст вмещающих комплексов 1000—700 млн. лет). К этой же возрастной группе относятся ленточные железные руды (район Крест, Северо-Западная Канада).

К отложениям чехла Северо-Американской платформы приурочены экономически важные и широко известные свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа. Они относятся к области, которая представляет собой широтную полосу, тянущуюся из шт. Миссури до границы со штатами Канзас

и Оклахома (США). Оруденение находится главным образом в девонских свитах карбонатного состава. В шт. Теннесси известны месторождения, в которых преобладает цинк; руды здесь приурочены к более древним породам чехла. Подобные месторождения обнаружены в районе Верхнемиссисипской долины и в других местах. Стратиформные месторождения докембрийского возраста, цинковые по преимуществу, известны в шт. Нью-Йорк. Они открыты также в провинции Юкон в Канаде. Месторождения в этом районе комплексные (свинец, цинк, серебро; месторождение Энвил и др.). Крупный участок стратиформных свинцово-цинковых месторождений расположен на северо-западе Северо-Американской платформы в Канаде, на южном берегу Большого Невольничьего озера (месторождение Пайн-Поинт и др.). Оруденение, так же как и в районе Тристейтс, приурочено к девонским карбонатным отложениям.

Особое значение в металлогении Канадского щита и его обрамления имеет северо-западная часть Канады (и частично шт. Аляска, США), относящаяся к зоне мезозойско-кайнозойской активизации.

Крупная активизированная площадь, аналогичная по своим главнейшим геологическим особенностям провинции Восточных хребтов и плато, расположенной южнее, была выделена В. Е. Хаиным [1971]. Однако ее размеры, по-видимому, значительно больше, чем на схеме тектоники Северной Америки, составленной этим исследователем. По металлогеническим особенностям эта площадь резко отличается от территории Восточных Скалистых гор и плато Колорадо. Главнейшие месторождения этой области активизации — месторождения вольфрама, молибдена, золота; развиты также месторождения меди, ртути; известны крупные месторождения асбеста. Месторождения вольфрама здесь в основном относятся к скарновому типу. Наиболее крупное из них — Флат-Ривер, находящееся в пределах Северо-Западных территорий Канады. В провинции Британская Колумбия известно несколько более мелких месторождений такого же типа (Эсмеральд, Доджер, Инвинсибл). По общим запасам вольфрама Канада занимает первое место среди капиталистических и развивающихся стран.

Для описываемой территории характерны штокверковые месторождения молибдена (наиболее крупные — Эндако и Алис-Аرم в провинции Британская Колумбия). Кроме того, для этой площади типичны месторождения золота. Прежде всего это широко известные узлы золотых россыпей в Юконе (Канада) и на Аляске, однако значительные коренные месторождения здесь отсутствуют. К области активизации относится также крупная золоторудная зона Джуно и о. Чичагов на Аляске.

В средней части Британской Колумбии, в бассейне р. Стикин известно несколько месторождений меднопорфировых руд (Стикин-Коппер, Шафт-Крик).

К зоне крупных разломов тяготеет ряд средних по масштабу ртутных месторождений, расположенных в провинции Британская Колумбия (Пинчи-Лейк, Бралори-Такла).

С юго-востока Канадский щит обрамляется каледоно-герцинской складчатой системой Аппалачей. Это типичная геосинклинальная система с миогеосинклинальной зоной, расположенной ближе к платформе, и эвгеосинклинальной, вытягивающейся вдоль побережья Атлантического океана. Слоистые комплексы, слагающие эту систему, интенсивно дислоцированы, нарушены многочисленными разрывами, среди которых выделяются крупные сдвиговые и надвиговые нарушения. В Аппалачах достаточно широко проявлены ранний основной и ультраосновной магматизм и более поздние гранитоидные интрузии.

Характеризуя металлогению этой складчатой системы, следует прежде всего отметить отсутствие крупных рудных месторождений, хотя здесь и отмечается большое число мелких и ряд средних по масштабу объектов. Исключение составляют лишь крупные месторождения асбеста, имеющие мировое значение (Тетфорд-Майн в провинции Квебек). К ранним стадиям магматизма, кроме асбеста, приурочены незначительные по масштабам месторождения хромитов, никеля а также титаномагнетитовых руд, среди которых встречаются средние по величине. Определенный интерес представляют колчеданные, в основном свинцово-цинковые месторождения (Батурст, Бухан, Бьюченс). С гранитоидными интрузивами связаны многочисленные в основном мелкие месторождения и рудопроявления золота, редких и цветных металлов. Среди них нужно отметить комплексное месторождение Маунт-Плезант, отнесенное к касситерит-силикатному типу (Нью-Брансуик, округ Шарлота), но содержащее также сложные руды сульфидной формации, скарновое месторождение медно-молибденовых руд в провинции Квебек (Мурдохвил), золото-кварцевые жилы на юге провинции Квебек и в Новой Шотландии, молибденит-шеелитовые жилы, сурьмяные рудные образования. Наиболее поздними являются месторождения и проявления барита и флюорита. В приморских провинциях выявлены пегматиты, содержащие различные редкие металлы и незначительные количества касситерита; главное полезное ископаемое пегматитов — мусковит.

На юго-западном продолжении Аппалачского складчатого пояса, в восточных штатах США известны мелкие месторождения золота, вольфрама, полиметаллических руд [Магакьян И. Г., 1974; Геология месторождений олова зарубежных стран, 1969].

На южном и юго-восточном побережье Гренландии расположено криолитовое месторождение Ивигтут и крупное, но бедное месторождение молибденовых прожилково-вкрапленных руд, на восточном побережье — полиметаллические свинцово-цинковые рудные образования (район Вестерс-Виг). Эти месторождения, залегающие в древних докембрийских комплексах,

связаны, вероятно, с зоной тектоно-магматической активизации восточной части Гренландского щита, обусловленной воздействием северо-восточного продолжения Аппалачского пояса, ныне погруженного под воды Атлантического океана.

### ПРИМЕРЫ ОБЩЕЙ ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКИ МЕГАБЛОКОВ ПЕРВОГО ПОРЯДКА

Глобальные мегаблоки, как уже говорилось, подразделяются на мегаблоки первого порядка. Эти последние «влагаются» в контуры наиболее крупных подразделений земной коры, которые выделяются по совокупности геологических, рудногеохимических признаков и характеризуются определенными планетарными (глобальными) аномалиями гравитационного поля.

Мегаблоки первого порядка характеризуются, по сравнению с крупнейшими структурами, более определенными геолого-металлогеническими особенностями. Однако в настоящее время в большинстве случаев еще не удается выявить достаточно четких отличий в их гравитационных полях.

Евроафриканский глобальный мегаблок представляет собой наиболее подходящий объект для более подробной геолого-металлогенической характеристики, так как большая его часть изучена достаточно хорошо, а в комплексах, развитых в его пределах, отражена длительная история развития от раннего архея до альпийской тектоно-металлогенической эпохи включительно.

В пределах Европы и Северной Африки развиты и хорошо изучены геосинклинальные структуры фанерозоя. Их геологические и металлогенические характеристики описаны в большом числе работ, особенно в этом отношении интересна обстоятельная работа Г. А. Твалчрелидзе [1972]. Поэтому в настоящем разделе автор дает сводную металлогеническую характеристику лишь африканской части Евроафриканской континентальной массы (глобального мегаблока).

Африканский континент представляет собой чрезвычайно благоприятный объект для изучения докембрийских комплексов, развитых здесь чрезвычайно широко и достаточно хорошо обнаженных в пределах обширных пространств.

Для Африки автором принята в основном тектоническая схема Т. Н. Клиффорда [Clifford T. N., 1967], в которую внесены лишь некоторые изменения и добавления (рис. 23). В пределах этого континента выделено три мегаблока первого порядка: южный, центральный и северный.

Фактический материал дает возможность выявить, чем существенно отличаются друг от друга три мегаблока первого порядка, слагающих южную часть Евроафриканского глобального мегаблока. Однако несмотря на различия, установлены и общие черты их геологического строения и металлогении.

Отличительные особенности определяются факторами, которые следует выделить в три группы. Первая группа связана с общими закономерностями эволюции процессов рудообразования в истории Земли, с различным развитием в пределах этих мегаблоков не одинаковых по геологическому возрасту комплексов пород. Вторая группа определяется общими чертами глобального мегаблока, составными частями которого являются

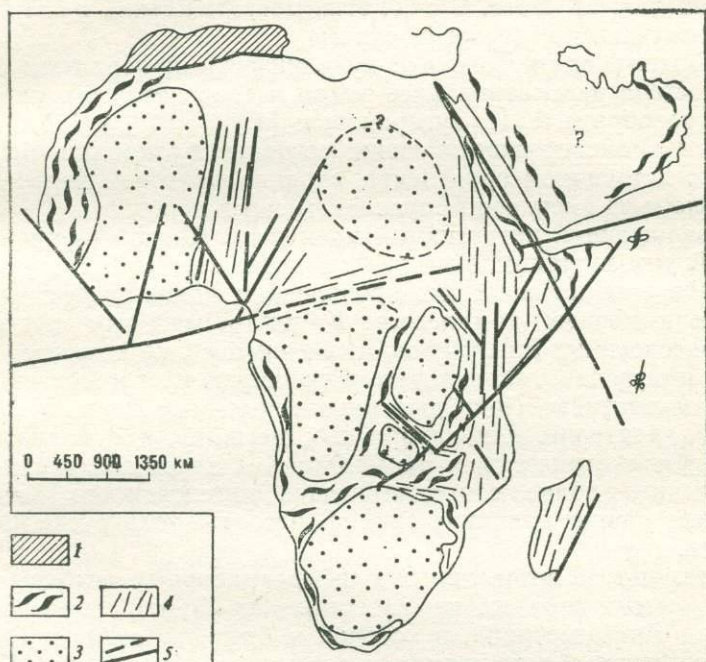


Рис. 23. Схема тектоники Африки. По В. Н. Козеренко и В. С. Ларцеву.

1 — альпийская складчатая зона Средиземноморского пояса; 2 — складчатые пояса позднего докембрия — палеозоя; 3 — щиты; 4 — области панафриканской (дамарской) активизации; 5 — глубинные разломы

описываемые мегаблоки первого порядка. Этими факторами они отличаются от аналогичных мегаблоков, слагающих другие глобальные мегаблоки. (Эта проблема была освещена в предыдущих разделах). Наконец, третья группа факторов связана с индивидуальными геологическими особенностями описанных мегаблоков.

Южно-Африканский мегаблок отличается уникальными металлогеническими чертами, что объясняется его уникальным геологическим строением. В пределах мегаблока чрезвычайно широко развиты месторождения древней золоторудной формации, вообще характерные для археохрона. В таком масштабе эти процессы не наблюдаются ни на одной столь же крупной

территории Земли и объясняется это прежде всего характером разреза, типичного для Южной Африки. Здесь развиты мощнейшие вулканогенные комплексы существенно основных, но интенсивно дифференцированных пород. Именно они, по-видимому, служат источником огромного количества золота, сконцентрированного прежде всего в месторождениях древней золоторудной формации, в большинстве случаев мелких по размерам, но встречающихся очень часто. В ряде этих месторождений в значительных количествах содержится сурьма.

Проблема связи золота с вулканическими породами основного состава рассматривалась рядом исследователей и наиболее полно разобрана А. И. Тугариновым [1968, 1972<sub>1,2</sub>, 1973, 1977]. Древние граниты, прорывающие основные вулканиты, были не столько источником оруденения, сколько фактором переотложения золота из вмещающих зеленокаменных пород.

Завершающий интрузивный магматизм Южной Африки, связанный уже с этапом активизации протоплатформы, также характеризуется интенсивным проявлением полно дифференцированных основных комплексов. К ультраосновным разностям этих расслоенных интрузивов, относящихся уже к верхам мезохрона, приурочены уникальные по размерам месторождения хромитов и платины. Подобные рудоносные магматические комплексы характерны для глобальных мегаблоков с положительными гравиметрическими аномалиями, а такое интенсивное их проявление, вполне соответствующее интенсивности развития предшествующих вулканических процессов, — только для Южной Африки.

В результате интенсивных дифференциальных глыбовых подвижек, самых древних из известных на Земле, образовалась впадина Витватерсранд, в которой и были сформированы наиболее крупные золото-урановые россыпные образования. Последующий метаморфизм, и в том числе воздействие более молодых магматических комплексов, определили окончательный облик этих знаменитых золото-урановых месторождений.

Более поздние процессы тектоно-магматической активизации обусловили широкое развитие карбонатитовых месторождений и кимберлитовых трубок.

Таким образом, для Южно-Африканского мегаблока характерно формирование магматических комплексов, связанных с мантией на протяжении огромного отрезка геологического времени, наиболее ранний переход в состояние специфической платформы и значительное нарушение этой платформы в процессе интенсивной и длительной тектоно-магматической активизации. Именно эти особенности Южно-Африканского мегаблока и определяют его главнейшие геологические металлогенические черты. С гранитоидами, завершающими развитие структур археохрона в пределах этого мегаблока, связаны крупные пегматитовые месторождения комплексного характера с литие-

вой, цезиевой, бериллиевой и оловянной минерализациями (Биккита, Солсбери и др.). В Капской провинции ЮАР развиты более молодые пегматитовые образования (возрастом 1300—800 млн. лет); специфическая их особенность — наличие в их составе кроме типичных элементов пегматитовых жил, интенсивного наложенного оруденения олова, вольфрама, молибдена, меди. Медные, медно-полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения в пределах Южного мегаблока развиты относительно незначительно.

Продуктивность золотых месторождений Центрально-Африканского мегаблока, по сравнению с Южно-Африканским, резко падает. Можно прийти к выводу, что эта продуктивность коррелируется с количеством основных вулканогенных пород в комплексах древнейших образований этих двух мегаблоков: в разрезах археохрона Центрального мегаблока количество основных вулканогенных пород, по сравнению с одновозрастными комплексами Южного мегаблока, уменьшается приблизительно в 20 раз и примерно в такой же пропорции уменьшается продуктивность золотых месторождений археохрона.

Профилирующие месторождения Центрального мегаблока — «гранитогенные» образования пегматитовых и высокотемпературных гидротермальных руд мезохрона (и связанные с ними россыпи) с крупными запасами тантало-ниобатов, олова, частично вольфрама; здесь же развиты пегматиты с большими количествами минералов цезия и лития (Центрально-Африканская провинция), а также пегматитовые образования неохрона с интенсивной наложенной гидротермальной минерализацией (Намибия).

Большую роль играют месторождения меди, свинца и цинка, кобальта и урана, связанные со стратиформными и со сложными по морфологическим особенностям месторождениями неохрона. Эти месторождения в основном залегают в наиболее молодых отложениях верхнего докембрия—нижнего палеозоя, широко развитых в пределах этого мегаблока. Кроме того, здесь развиты карбонатиты и алмазонасные кимберлиты, относящиеся уже к верхней половине неохрона.

В пределах Северного мегаблока находится крупный район (Ганский) золотых месторождений, площадь которого совпадает с площадью относительно интенсивного развития основных вулканитов. Возраст месторождений этого района — мезохрон.

Для Северного мегаблока особо характерны месторождения, обязанные своим происхождением различным этапам активизации в фанерозое (от нижнего палеозоя до мезозоя), что естественно объясняется воздействием расположенной к северу складчатой системы. Именно с ними связаны весьма значительные массы тантало-ниобатов и олова (плато Джос и другие районы). Зафиксированы также медно-полиметаллические месторожде-

ния, связанные с процессами активизации и молодой вулканической деятельностью неогена и современного этапа (районы, прилегающие к Красному морю, и его акватория).

Карбонатитовые месторождения практически отсутствуют; это объясняется, видимо, недостаточно глубоким эрозионным срезом развитых здесь вулканитов, которые по составу могли быть рудоносными магматогенными комплексами для этой группы месторождений.

Среди месторождений алмазов выявлены группы древних докембрийских образований с неустановленным коренным источником и молодых мезозойских, связанных с процессами активизации рокелид.

В западном обрамлении Западно-Африканского кратона (в Сьерра-Леоне) и в пределах Красноморского пояса развиты относительно не крупные месторождения хромитов средне-верхнепротерозойского возраста; здесь же зафиксированы магматические месторождения титана и никеля. Для Красноморского пояса типичны марганцевые и железо-марганцевые месторождения эндогенного постмагматического происхождения. В его пределах распространены мелкие месторождения золота, олова и вольфрама, в меньшей степени молибдена; присутствуют также медная минерализация и полиметаллические месторождения.

С этапами более поздней фанерозойской активизации (нижний—средний палеозой) связано формирование тантало-ниобиевого оруденения (АРЕ), месторождений золота и платиноидов (Эфиопия), а с мезозойской активизацией — урано-ториевая минерализация в Сомали. Мегаблоки Африки отделяются друг от друга крупными зонами разломов (см. рис. 23).

## О ГЛАВНЕЙШИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ И ПРИНЦИПАХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Анализируя приведенный материал по металлогении крупнейших структурных элементов земной коры, можно выявить и определенные общие закономерности, и неповторимую индивидуальность металлогенического облика главных структур Земли.

Приведем прежде всего суммарную характеристику глобальных мегаблоков.

1. Евроафриканский глобальный мегаблок, которому свойственны положительные осредненные аномалии Фая, отличается выдающимся значением по линии хрома. В пределах этой глобальной структуры размещаются также весьма крупные запасы золота и ртути, причем основная масса золота расположена на юге Африки, а ртути — в Средиземноморском поясе. В пределах последнего развиты также вулканогенные гидротермальные месторождения (полиметаллические, золото-серебряные и др.). Существенное значение имеют месторождения олова. Широко распространены алмазные кимберлитовые трубки и месторождения карбонатитов. Кроме того, в пределах геоблока установлены транзитные металлы (медь, свинец, цинк, титан, железо, платина и др.), широко развитые здесь и в других глобальных мегаблоках.

2. Расположенный непосредственно к востоку Сибирско-Индостано-Мадагаскар-Западно-Австралийский глобальный мегаблок (к которому необходимо присоединить и северную часть Европы) характеризуется отрицательными осредненными аномалиями Фая и резко отличающимися металлогеническими чертами. Из металлов здесь наиболее типичен никель. Никелевые руды характерны для северной части Сибирской и Восточно-Европейской платформ, никель присутствует в медных месторождениях Индии, типичен и для юго-западной части Австралии.

Докембрийские комплексы отличаются обилием пегматитов с мусковитом, бериллием и литиевыми минералами. Широко распространены различные формационные типы месторождений меди, свинца и цинка, железа, титана; с сульфидными медно-никелевыми месторождениями связаны крупные запасы платины и платиноидов.

Установлены иногда крупные месторождения вольфрама; развиты месторождения молибдена. Имеется ряд золоторудных районов, наиболее значительные из которых связаны с комплексами археохрона. Зафиксированы отдельные месторождения

сурьмы. Месторождения хрома связаны лишь с древними комплексами и весьма незначительны по масштабам. Месторождения олова практически отсутствуют. Выявлены лишь небольшие месторождения ртути. Установлены районы развития карбонатов и кимберлитовых алмазоносных трубок.

3. Весьма крупный и сложный по своему строению Азиатско-Австралийский глобальный мегаблок характеризуется положительными аномалиями Фая; он отличается весьма крупными запасами олова и большим числом провинций, районов и узлов развития оловянного оруденения. Здесь расположены крупные участки распространения ртутных месторождений, ряд районов комплексных сурьмяно-ртутных и сурьмяных рудных образований. Большое значение имеют месторождения вольфрама, меньшее — молибдена, существенное — месторождения золота, золото-серебряных и серебряных руд. Широко развиты различные формации месторождений свинца и цинка, меди, титана. Месторождения железа распределены очень неравномерно, наиболее крупные из них (не считая кор выветривания) приурочены к докембрийским комплексам и представлены метаморфогенными месторождениями железистых кварцитов.

В пределах островодужной территории западной части Тихого океана весьма широко развиты ультрабазит-базитовые комплексы, однако с ними связаны лишь незначительные по масштабам месторождения хромитов. Районы развития карбонатитовых месторождений зафиксированы на востоке Азии. Для Австралии характерны урановые руды. Различные мегаблоки первого порядка, слагающие рассматриваемую глобальную структуру, существенно отличаются друг от друга геологическими и металлогеническими чертами.

4. Американский глобальный мегаблок положительных аномалий Фая включает главную часть мировых запасов молибдена (около 90 % запасов капиталистических и развивающихся стран). Вторая его отличительная особенность — широкое развитие гидротермальных месторождений вулканогенного ряда, с характерными для них сложными комплексными рудами. Среди них весьма широко развиты золото-серебряные, серебряные и олово-серебряные, а также полиметаллические месторождения.

Именно к этому глобальному мегаблоку приурочена подавляющая часть (около 80 %) месторождений меднопорфировых руд, в которых заключены основные мировые запасы меди. Значительны запасы руд свинца и цинка различных формационных типов. Существенна роль месторождений олова, представленных различными формациями. Приуроченные в основном к щитам и кристаллическим массивам месторождения хромовых руд незначительны по запасам.

Рассматриваемый глобальный мегаблок характеризуется крупными месторождениями ртути, значительными — сурьмы. Широко распространены месторождения вольфрама и общие

его запасы значительны, хотя размеры отдельных месторождений обычно невелики.

Весьма значительны месторождения урана; существенную роль играют месторождения платины и золота. Широко распространены месторождения флюорита и берtrandитовые месторождения бериллия. Важную роль играют карбонатиты, имеются месторождения алмазов различных типов. Среди пегматитовых образований распространены различные типы, существенно оловянные и комплексные. Месторождения железа играют важную роль.

5. Американо-Гренландский глобальный мегаблок, гравитационное поле которого обладает сложным характером, отличается значительным развитием золоторудных месторождений археохрона, весьма существенным распространением комплексных пегматитовых образований с крупными запасами литиевых и бериллиевых руд (в форме берилла). Огромное значение в пределах этой глобальной структуры имеют сульфидные медно-никелевые месторождения с платиной и платиноидами. Здесь расположены значительные месторождения вольфрама, кобальта, серебра, менее значительные — молибдена. Распространены месторождения титана (с ванадием). Существенное значение имеют месторождения урана. Запасы меди, свинца и цинка значительны, железа — существенны. Характерно отсутствие самостоятельных месторождений олова и наличие лишь вкрапленной хромитовой минерализации.

Особняком стоит Южно-Аляскинский сектор Тихоокеанского пояса, в котором заключены месторождения меди, платины, мелкие рудные образования ртuti и золота.

Глобальные мегаблоки отличаются прежде всего совокупностью характерных для них металлов и лишь некоторыми типичными формациями.

Суммируя приведенный материал, можно указать общие отличия металлогенической характеристики глобальных мегаблоков, характеризующихся как своими геологическими особенностями, так и осредненными аномалиями Фая. Только в пределах глобальных структур с положительными аномалиями Фая распространены оловоносные формации, образующие здесь самостоятельные и иногда крупные месторождения; к этим структурным элементам приурочены хромитовые месторождения различных формационных типов; все значительные провинции развития ртутных месторождений также расположены в пределах площадей с положительными аномалиями. Существенным образом отличаются пегматитовые образования этих двух различных по своему характеру мегаблоков: в пределах глобальных структур с положительными аномалиями распространены оловоносные пегматиты и пегматитовые образования с существенной ролью касситерита и другой наложенной гидротермальной минерализации, вообще не типичной для пегматитовых тел (вольфрамо-

вой, медной, молибденовой и др.). Для этих пегматитов в большей степени характерно развитие тантало-ниобатов.

В пределах площадей с положительными аномалиями развиты провинции и районы, где широко развиты разнообразные месторождения вулканогенной группы, ассоциирующие с эффузивными сериями, в составе которых существенную роль играют кислые эффузивы мезозойско-кайнозойского возраста.

Особую позицию занимают колчеданные, медноколчеданные с цинком и колчеданно-полиметаллические месторождения, формирующиеся в чрезвычайно широком интервале геологического времени от верхнего архея до кайнозоя. Первые два типа месторождений (колчеданные и медноколчеданные) характерны для областей с положительными аномалиями; они значительно реже встречаются на площадях с отрицательными аномалиями. Колчеданно-полиметаллические месторождения (с медью, свинцом, цинком) расположены в пределах структур с различными значениями аномалий.

Для мегаблоков с отрицательными осредненными аномалиями Фая характерны пегматитовые образования с мусковитом, бериллом, литиевыми минералами, с подчиненным количеством тантало-ниобатов. Характерный металл этих мегаблоков — никель, входящий в качестве главной или второстепенной части в состав различных формаций (сульфидных медно-никелевых с платиноидами, медных типа Сингхбум, эксгалационно-осадочных, связанных с коматитами).

В пределах этих мегаблоков широко распространены различные формации меди, свинца, цинка; широко развиты и встречаются крупные месторождения вольфрама, реже — молибдена, иногда сурьмы. С сульфидными медно-никелевыми месторождениями связаны платина и платиноиды.

Особо необходимо остановиться на закономерностях размещения месторождений золота. Этот, казалось бы, транзитный металл распределен весьма неравномерно. Наибольшая часть его запасов капиталистических и развивающихся стран сосредоточена в двух регионах — в пределах Южной Африки и Канадского щита (и прилегающих областей); именно здесь находится более 80 % его запасов. Первый регион характеризуется резко выраженной положительной аномалией и именно он имеет огромное значение. Для второго предполагаются положительные аномалии для ранних этапов развития (археохрона, частично мезохрона); именно тогда формировалась основная масса золоторудных месторождений. Таким образом, несмотря на то что месторождения золота встречаются всюду, преобладающая часть их, по-видимому, приурочена к площадям с положительными аномалиями.

При рассмотрении вопроса о закономерностях размещения месторождений урана в капиталистических и развивающихся странах бросается в глаза наличие весьма крупных запасов

этого металла в пределах Евроафриканского, Американского глобальных мегаблоков и северо-восточной части Австралии. Наличие относительно крупных скоплений урановых руд в Канаде и, в частности, на участке нынешних отрицательных аномалий, видимо, должно быть объяснено так же, как и присутствие на этой площади «аномальных» количеств золотых руд. Можно прийти к выводу, что урановые месторождения тяготеют к площадям с положительными значениями глобального гравитационного поля.

Многие из металлов имеют транзитный характер и встречаются в пределах глобальных мегаблоков в различных формационных типах. К таким металлам относятся медь, свинец, цинк, железо, титан (и связанный с ним ванадий), а также вольфрам. Некоторые рудные формации перечисленных металлов по преимуществу характерны для глобальных мегаблоков определенного типа. Так, формация медноколчеданных месторождений значительно чаще встречается в глобальных мегаблоках с положительными значениями глубинных гравитационных аномалий, а месторождения медно-никелевых сульфидных руд, наоборот, типичны для противоположного характера мегаблоков, хотя определены и в первом типе.

Не совсем ясен вопрос с закономерностями глобального размещения месторождений молибдена, месторождения которого размещаются в пределах структурных единиц различного характера. Однако уже говорилось об Американском мегаблоке, в котором заключена подавляющая часть запасов этого металла. Даже в пределах Американско-Гренландского мегаблока, несмотря на подчиненное развитие месторождений молибдена, они фиксируются в различных структурных зонах, в том числе и в пределах палеозойских, для которых они мало характерны. Естественно возникает вопрос — не являются ли весьма крупные запасы молибдена Американского и частично Американско-Гренландского мегаблоков отражением иной закономерности, особой насыщенности этим металлом материковых масс Западного полушария?

В пределах Евроафриканского мегаблока запасы молибдена ограничены, в пределах Азиатско-Австралийского, хотя они и существенны, но значительно меньше запасов, сосредоточенных в Американском мегаблоке. В рамках Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийского мегаблока эти запасы весьма малы. Таким образом, объяснить наличие уникальных и многочисленных крупных месторождений молибдена в пределах Американского и ряда значительных месторождений в Американско-Гренландском мегаблоке вряд ли возможно, если применять для анализа лишь те закономерности, которые выявляются при сравнении глобальных мегаблоков, отличающихся геолого-геофизическими особенностями. В связи с этим необходимо подчеркнуть особую насыщенность Евроафриканского

глобального мегаблока месторождениями хрома, а Азиатско-Австралийского — оловом. Возможно, кроме благоприятного течения геологических процессов, способствующих накоплению тех или иных металлов, определенную роль играли первичные геохимические особенности различных континентальных масс. Так, для Американского глобального мегаблока, отличающегося положительными аномалиями, мало характерны месторождения хрома. Это обстоятельство в значительной мере объясняется слабым развитием офиолитовых комплексов в пределах геосинклинальной системы Кордильер—Анд, они замещаются здесь в значительной мере порфиритовой формацией. Однако даже в тех сегментах этого пояса, где офиолиты выявляются, отсутствуют сколько-нибудь крупные месторождения хромитов. Более того, в пределах докембрийских расслоенных интрузивов, находящихся в пределах этого мегаблока, также отсутствуют хромитовые месторождения значительного масштаба. В этом отношении показателен комплекс Стиллаутер в Северной Америке, который сходен с Бушвельдским по петрографическому характеру слагающих эти комплексы пород. В его пределах выявлено значительное месторождение платины (типа рифа Меренского), однако присутствуют лишь незначительные по масштабам хромитовые рудные образования.

С офиолитовыми комплексами Кордильер—Анд также в ряде случаев связана платиновая минерализация, за счет которой формируются крупные россыпи. Таким образом, необходимо констатировать, что в границах Евроафриканского глобального мегаблока развиты крупные (и грандиозные) месторождения хромитов, а в пределах Американского, сходного с ним по ряду важных геолого-геофизических черт, с аналогичными формациями связываются лишь относительно мелкие месторождения и рудопроявления хрома, хотя существенно платиновая минерализация здесь имеется.

Обратная картина наблюдается с месторождениями молибдена. Они характерны для Американского мегаблока, в котором заключены основные запасы этого металла, и относительно незначительны в пределах Евроафриканского глобального мегаблока, даже в области аналогичных структур Средиземноморского пояса. Значение месторождений этого металла повышается в мезозойских структурах Азиатско-Австралийского глобального мегаблока.

Вопрос о первичной рудногеохимической специализации главных глобальных мегаблоков Земли еще не может быть решен достаточно определенно, однако, судя по имеющемуся материалу, вероятней всего подобная «изначальная» специализация была. Различно протекающие геологические процессы приводили к формированию отличающихся друг от друга рудоносных формаций в пределах этих глобальных структурно-металлогенических единиц и определили их четкие геологические металло-

генические отличия, которые схематично приведены выше. Эти огромные площади очень далеки от безликих «литосферных плит», которые фигурируют в некоторых геотектонических гипотезах.

Приведенные данные позволяют сделать некоторые общие выводы.

1. В пределах материковой и островодужной части земной коры необходимо выделить весьма крупные структурно-металлогенические единицы. Они выделяются, во-первых, по геологическим особенностям и совокупности характерных для них рудоносных формаций, а, во-вторых, отличаются типами свойственных им наиболее глубоких гравитационных аномалий. Выделенные подобными совершенно различными методами крупнейшие подразделения Земли совпадают в основных контурах.

2. Выделяются два главных типа крупных глобальных структур: а) территории, в которых расположены наиболее тектонически активные элементы земной коры, стабилизовавшиеся на различных этапах ее геологической истории. Им свойственна более полная дифференцированность характерных для них магматических комплексов. Подобные площади обладают общими положительными осредненными гравитационными аномалиями Фая. К подобным структурам относятся полно развитые герциниды и практически все (за редкими исключениями) мезозониды, альпиды и области наиболее молодой кайнозойской складчатости. Платформы и кристаллические массивы, входящие в рамки этих структур, интенсивно насыщены базит-ультрабазитовыми дифференцированными комплексами; б) территории, для которых типичны крупные структурные элементы, характеризующиеся относительно ослабленными тектоническими движениями, обычно растянутыми в геологическом времени («вялый тип развития»). Дифференцированность их магматических комплексов не столь полна, как в первом случае. Подобные крупные подразделения земной коры обладают общими отрицательными планетарными гравитационными аномалиями. К глобальным структурам этого типа относятся байкалиды, каледониды и неполно развитые герциниды.

На платформах и кристаллических массивах, заключенных в контурах этих крупнейших структурных элементов, преобладают гранито-гнейсы, гранулиты, чарнокиты и другие породы гранитного ряда;

в) территория Канадского щита на ранних этапах геологического развития (архей, низы протерозоя) относилась, судя по характеру пород, слагающих этот участок земной коры, к структурам первого типа, а на последующих стадиях произошла ее принципиальная перестройка, и конечные этапы, начиная с верхнего протерозоя, необходимо уже относить к типичным структурам второго типа.

Выделенные крупнейшие структуры Земли характеризуются различными совокупностями типичных для них рудоносных формаций и, следовательно, их оконтуривание имеет большое практическое значение. Теоретическое значение выделения подобных крупнейших подразделений заключается прежде всего в том, что выявляется четкая связь между закономерностями, устанавливаемыми на земной поверхности, с особенностями больших глубин земного шара (вероятней всего, охватывающих всю мантию Земли).

Таким образом, главнейшие элементы геоида обладают определенно выраженной геологической, рудногеохимической и геофизической характеристиками.

3. Анализируя материалы по океаническим площадям, приходим к выводу, что магматические комплексы большей части Мирового океана отличаются достаточно резко петрологическими и рудногеохимическими отклонениями от обстановок, характерных для материковой и островодужной зоны Земли. Им свойствен наиболее низкий уровень дифференцированности магматических комплексов, что не благоприятствует образованию в их пределах сколько-нибудь крупных рудных эндогенных месторождений. Эти пространства, в преобладающей своей части, резко отличаются от материков рядом геофизических параметров.

4. Все указанные закономерности имеют статистический характер. Отдельные исключения не нарушают общей картины, которая выявляется достаточно определенно.

5. В рамки глобальных мегаблоков «влагаются» мегаблоки первого порядка, которые отличаются характером геологических разрезов, возрастом и особенностями тектонических движений, чем и объясняются определенные черты их металлогении. Однако их структурно-металлогенические особенности не выходят за рамки общей характеристики глобального мегаблока, к которому они принадлежат.

6. Для объяснения указанных выше глобальных закономерностей выдвигается гипотетическое понятие об уровне энергии тектонических и металлогенических процессов. Из приведенного материала следует, что должны быть выделены три главных уровня: наиболее низкий, характерный для большей части океанических пространств, средний — для материковых масс с отрицательными гравитационными аномалиями и наиболее высокий — для территорий с положительными усредненными аномалиями Фая.

Сведения по эндогенной металлогении укрепляет представление о диссимметрии Земли, на которую обращали особое внимание В. И. Вернадский, А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский.

Наиболее активные тектонические движения и в связи с этим наиболее широкая гамма эндогенных месторождений Средиземноморского пояса приурочены к герцинской эпохе. Этот пояс

расположен лишь в рамках Евроафриканской континентальной массы (включающей Западную Азию); в районах, находящихся к востоку от Ирана, наблюдаются лишь его остатки («мета-стазы»). Н. С. Шатский [1960] пишет: «Альпийская складчатая область Европы и Западной Азии является, таким образом, как бы остаточной геосинклинальной зоной в общем тектоническом развитии этой части планеты». По-видимому, именно угасанием активности тектонических движений в пределах Средиземноморского пояса объясняется отсутствие альпийских оловянных месторождений, всегда относящихся к конечным этапам полно дифференцированных кислых магматических серий.

Во всех областях, окружающих Тихий океан, весьма широко развиты мезозойские структуры, во многих альпийские, а в западной части Тихого океана «выделяется также очень молодая кайнозойская складчатая зона, которая в настоящее время еще не завершила своего развития и является «живой» геосинклинальной областью» [Шатский Н. С., 1960]. Это последнее обстоятельство необходимо учитывать, когда идет речь о Тихоокеанском рудном поясе и его внутренней и внешней частях. Несомненно, надо выделять Тихоокеанский подвижной пояс, окружающий Тихий океан, однако различные его элементы весьма разнородны в геологическом и металлогеническом отношении. На востоке, в пределах Анд и Кордильер, необходимо выделять ту их часть, которая входит в состав Американского глобального мегаблока, от нее достаточно резко отделяется и геологически, и металлогенически отрезок пояса, приуроченный к зоне тектоно-магматической активизации запада Канады. Особняком стоит Южно-Аляскинский сегмент пояса, а вся территория, включающая островодужную часть запада Тихого океана, весьма специфична. В пределах этой «живой» геосинклинальной системы установлена ограниченная по площади территория более ранней мезозойской консолидации, и именно к ней приурочен удивительный по своей насыщенности рудными месторождениями Индонезийско-Малазийско-Бирманский оловянный (или, точнее, оловянно-вольфрамовый) пояс. Наиболее его продуктивная и полностью оловорудная часть находится на площади резкого изгиба островодужных структур (участок островов Синкеп, Банка, Белитунг и др.), простираение которых изменяется именно в этой области с юго-западного простираение на северо-западное. Даже с учетом слабой изученности островов западной части Тихого океана необходимо признать относительно слабую рудоносность островодужной территории. Такой же рудоносностью отличается островодужная площадь Карибского бассейна. Таким образом, эти наиболее молодые, в значительной части еще «живые» геосинклинальные системы на фоне прилегающих уже консолидированных структур, закончивших орогенный этап развития, проявляются как площади с ослабленной рудоносностью. В пределах островодужной

территории западной части Тихого океана наблюдается лишь одна «вспышка» рудоносности, и она приурочена к территории, завершившей геосинклинальное геологическое развитие. По-видимому, ослабленный характер рудоносности островодужных территорий Земли связан с незавершенностью их геосинклинального геологического и металлогенического развития.

Даже беглое сравнение геологических особенностей и металлогении западного и восточного обрамления Тихого океана выявляет их весьма существенные различия и невозможность установить внутреннюю и внешнюю зоны, якобы, отличающиеся общими геологическими и металлогеническими чертами.

Прежде всего к обрамлению Тихого океана следует, как мы думаем, относить лишь геосинклинальные пояса и связанные с ними области и зоны тектоно-магматической активизации, непосредственно оконтуривающие грандиозный Тихоокеанский талассократон. В западной части Тихого океана более древняя палеозойская часть этого пояса проявляется в Австралии, на Азиатском континенте выявляются лишь «обрывки» этих относительно древних структур. Отделяясь от Азиатского континента грандиозным верхнемезозойским Чукотско-Катазиатским вулкано-генным поясом находящимся между Тихоокеанским талассократоном и материком Азии, и располагается кайнозойский Тихоокеанский пояс, который затем протягивается на юг, размещаясь уже между Австралией и структурами Тихого океана.

Мезозойские геосинклинальные сооружения Восточной Азии, тесно связанные с полноразвитыми геосинклинальными герцинскими структурами, доходят до районов Южного Тянь-Шаня и Памира. Для этой территории особо характерно широкое развитие областей мезозойской тектоно-магматической активизации. Металлогенический анализ этой обширной и разнородной площади необходимо проводить исходя из конкретных геологических особенностей, слагающих его структурных элементов разного масштаба, связанных с мантийными процессами в их пределах, и, надо думать, не имеющих никакого отношения к Тихому океану. Даже при беглом сравнении геологических и металлогенических особенностей структурных элементов, обрамляющих Тихий океан с востока и запада, выявляются их резкие отличия. Определенным сходством обладают лишь некоторые участки островодужной территории запада Тихого океана и Карибского бассейна (с одной стороны — Филиппины, о. Новая Каледония, с другой — Большие Антильские острова).

В геосинклинальных системах разного возраста, находящихся в пределах крупнейших структурно-металлогенических единиц Земли, оруденение распределено крайне неравномерно. Выделяются площади, особо насыщенные рудными месторождениями, и территории, в пределах которых оруденение развито слабо или отсутствует вообще. Во многих случаях особо продуктивные площади примерно совпадают с положительными зональ-

ными аномалиями. По расчетам В. Н. Страхова, эти аномалии обусловлены влиянием масс, находящихся на глубинах от 150 до 200 км. «Полученные глубины позволяют предполагать, что указанные аномалии могут быть в значительной степени обусловлены влиянием нижней границы астеносферного слоя, т. е. вариациями глубин этой границы или плотностными неоднородностями непосредственно ниже ее» [Артемьев М. Е., 1975, с. 61].

К площади весьма интенсивной рудоносности, примерно совпадающей с зональными аномалиями, относятся западные штаты США, юг провинции Британская Колумбия (Канада) и, вероятно, прилегающие районы Мексики, отличающиеся очень высокой рудоносностью; хорошо выражена на карте осредненных гравитационных аномалий Фая область, прилегающая к углу Арика — Санта-Крус (Южное Перу, Чили, Боливия, Аргентина). Эта территория отличается также высокой рудоносностью. Менее четко выражена аномалия в пределах северного сегмента Анд и прилегающих территорий (Венесуэла, Колумбия, Эквадор).

В пределах Евроафриканского глобального мегаблока четко оконтуривается резкая аномалия, охватывающая юг Испании и значительную часть Алжира, область Карпато-Балкан и прилегающие к ним с севера территории и, наконец, относительно незначительная по размерам Закавказско-Иранская зона; во всех случаях это площади с весьма высокой рудной продуктивностью. Резкая аномалия оконтуривает также значительную часть территории Нигерии (плато Джос и др.); к ней приурочена значительная и богатая рудная провинция.

В пределах весьма крупного по размерам и разнородного Азиатско-Австралийского глобального мегаблока выделяются лишь две площади с резко выраженными зональными аномалиями: первая относится к Центрально-Азиатскому мегаблоку, вторая, еще более крупная по размерам и значению, охватывает западную часть островных дуг Тихого океана, прилегающих к Юго-Восточной Азии. Первая территория расположена главным образом в пределах плохо изученных площадей Западного Китая, и ее металлогеническое значение сейчас оценить трудно; вторая аномалия охватывает наиболее продуктивную часть оловянного пояса Юго-Восточной Азии (Индонезийский и Малазийский его отрезки), а также Филиппины, т. е. территории с весьма высокой и высокой рудной продуктивностью. Однако необходимо отметить, что многие высокопродуктивные рудные области и районы не отражены в зональных аномалиях: это районы Юго-Восточного и Южного Китая, многие площади Северо-Восточной Азии, крупные территории на востоке Африки и Бразилии и ряд других площадей. Обращает на себя внимание, что эти территории относятся к областям тектоно-магматической активизации или близким к ним по типу структур.

На многих геотектонических схемах геосинклинальные складчатые пояса изображаются как линейно вытянутые зоны с четко выраженной продольной зональностью. Однако при изучении металлогении выявляется их более сложное строение.

В качестве примера возьмем наиболее протяженный пояс Кордильеры—Анды, по которому имеются подробные данные. На северном его фланге, примерно соответствующем указанной выше зональной аномалии и включающем западные штаты США, юг Британской Колумбии и большую часть Мексики, установлена весьма крупная продуктивная площадь, расширенная на севере, где в нее, кроме геосинклинального пояса, включена область тектоно-магматической активизации Восточных Скалистых гор и плато, и резко сужающаяся к югу в Мексике. Далее, после значительного перерыва, интенсивно продуктивная часть пояса приурочена к углу Арика—Санта-Крус, от которого на северо-запад и на юг рудная продуктивность пояса быстро падает. В пределах этой продуктивной части выявляется интенсивная зональная положительная аномалия. Таким образом, оруденение вдоль пояса распределено неравномерно, выявляются крупные «сгустки» рудной минерализации и интервалы пониженной интенсивности оруденения.

Уже отмечалось, что различные сегменты пояса характеризуются различной продольной зональностью.

При анализе Средиземноморского пояса устанавливается, что хромитоносные базит-ультрабазитовые формации характерны лишь для восточных сегментов пояса, в западных они отсутствуют.

Выделение сегментов в пределах геосинклинальных поясов, которые, сочетаясь друг с другом, с одной стороны образуют более крупные участки пояса, сходные по ряду геолого-металлогенических признаков, а с другой делятся на более мелкие отрезки этих линейных складчатых структур, тектонически обуславливаются поперечными или косо расположенными к простиранию пояса крупными разрывными нарушениями. Исследователям рудных регионов и узлов в пределах геосинклинальных поясов хорошо известно большое значение поперечных разрывных структур, определяющих локализацию более локальных рудоносных площадей. Таким образом, геолого-металлогенические особенности геосинклинальных поясов в значительной мере определяются развитием поперечных крупных разрывов. Даже главные структурно-металлогенические зоны, определяющие главнейшие особенности геосинклинального пояса и отделяющиеся друг от друга обычно глубинными продольными разломами, имеют разный характер в пределах различных сегментов.

Необходимо особо подчеркнуть значение участков пересечений глубинных разломов, характерных и для геосинклинальных поясов, и для областей и зон тектоно-магматической активизации. К площадям подобных пересечений часто приурочены круп-

ные и высокопродуктивные в рудном отношении территории. Примерами служат угол Арика—Санта-Крус в Южной Америке, Центрально-Африканская редкометальная провинция, находящаяся в области пересечения северо-западной и северо-восточной систем разрывов, район Гецзю в Китае, Индонезийский отрезок оловянного пояса Юго-Восточной Азии, находящийся в области резкого изгиба островной дуги, и многие другие.

Несмотря на ряд усложняющих моментов, о которых говорилось выше, важнейшей металлогенической закономерностью в пределах геосинклинальных систем является продольная металлогеническая зональность, выделение зон, отвечающих главным образом структурно-формационным единицам этих сложно построенных территорий. Отдельные типы геосинклинальных и геантиклинальных структур и отвечающие им металлогенические зоны обычно линейно вытянуты; это нарушается лишь в том случае, если в составе геосинклинальных систем имеются срединные массивы сложного очертания, или несколько вытянутые в определенном направлении или даже близкие к изометричным. Примеры подобной продольной зональности выявляются в различных сегментах Кордильер—Анд и о них уже говорили раньше. В областях тектоно-магматической активизации установлены провинции и районы обычно более сложной формы; их конфигурация определяется главным образом системами разнонаправленных разломов, оконтуривающих отдельные блоки в пределах этих областей. Примером различной металлогенической зональности в пределах геосинклинальных систем и областей тектоно-магматической активизации служит карта основных металлогенических районов Китая.

Металлогенической характеристике отдельных рудных провинций, структурно-формационных зон и районов посвящена весьма обширная литература. Этот огромный фактический материал составляет фундамент большинства современных металлогенических обобщений. Обычно эти конкретные описания строятся на базе формационного анализа тех или иных территорий, выделения геологических формаций и связанных с ними групп рудных формаций, что и определяет их ценность и действенность; именно такие работы позволяют правильно планировать и целеустремленно проводить поисковые работы в пределах различных по геологическому строению территорий.

Ряд обобщающих работ по металлогении также в основном касается изучения металлогенических провинций и районов. Среди таких работ прежде всего следует отметить коллективное исследование, написанное под общей редакцией Е. Т. Шаталова [1972], и книгу А. Д. Щеглова [1976]. Наличие этих работ, в которых дана подробная характеристика геологических сторон изучения металлогенических провинций и более мелких структурно-металлогенических единиц земной коры, позволяет большую часть этих материалов изложить кратко.

Важнейший итог, венец металлогенических обобщений — прогнозирование возможности нахождения в пределах определенных по геологическому строению территорий тех или иных групп рудных месторождений. Прогнозы должны осуществляться на всех уровнях проведения металлогенических исследований: начиная от самых мелкомасштабных и кончая изучением рудных районов и узлов. Более детальные исследования относятся уже к другому разделу учения о полезных ископаемых — изучению рудных полей и месторождений.

Прогнозирование при выделении и металлогенической характеристике весьма крупных участков земной поверхности, таких как глобальные мегаблоки, мегаблоки первого порядка и металлогенические области, имеет лишь общий характер и важно для планирования поисковых работ в пределах весьма крупных территорий и, следовательно, в основном имеют значение для крупных стран, таких как СССР, США, Австралийский Союз, Китай, Канада, Бразилия.

Конкретное детальное прогнозирование связано с металлогеническим изучением более мелких структурно-металлогенических единиц — металлогенических провинций, структурно-формационных зон и районов. Необходимо подчеркнуть, что подобные исследования обязательно должны носить комплексный характер и включать геологические, геохимические и геофизические исследования.

При геологическом изучении указанных более мелких металлогенических единиц необходимо рассматривать прежде всего две группы вопросов: 1) в пределах той или иной структурной единицы должны быть выделены рудоносные формации, установлена полнота их дифференцированности и их эпигенетические изменения; метаморфические формации следует отнести к определенным фациям метаморфизма и описать последующие их изменения; 2) следует рассмотреть вопросы закономерностей пространственной размещения рудоносных формаций.

Вторая группа вопросов в применении к магматическим формациям имеет в значительной мере структурную направленность, а при изучении группы метаморфогенных месторождений связана с выявлением метаморфической зональности в пределах изучаемой площади. Важную роль для локализации определенных групп рудных месторождений играют также литолого-петрографические факторы контроля оруденения и обычно тесно связанные с ними стратиграфические критерии. Указанные факторы должны всегда рассматриваться на фоне общих закономерностей направленного и необратимого развития эндогенного рудообразования в истории развития земной коры. Значение геологических факторов подтверждено всем опытом изучения различных рудных площадей, и их анализ стал традиционным при решении проблем металлогении.

Литолого-петрографические свойства пород, вмещающих те или иные группы эндогенных месторождений, чаще всего рассматриваются лишь с точки зрения их физико-химических особенностей: выясняется, в какой степени они подвергаются метасоматозу, устанавливаются их свойства в качестве осадителей металлов из рудных растворов, выявляется пористость, трещиноватость и другие свойства, определяющие их благоприятные или неблагоприятные особенности как вмещающих пород для определенных рудных образований. Значительно реже выясняется роль этих вмещающих пород (осадочных, магматических, метаморфических) в качестве источников металлов и элементов, входящих в состав руды и жильных минералов рудных месторождений. Однако все больше накапливается данных, свидетельствующих о том, что для многих рудных месторождений эта роль весьма велика и процессы переотложения являются одним из важных факторов рудогенеза. Особенно важны явления переотложения рудного вещества для стратиформных месторождений и связанных с ними более сложных по форме рудных образований меди, свинца, цинка, серебра, кобальта, урана, ванадия и других сопутствующих им металлов. Они образуют группу оригинальных осадочно-гидротермальных и инфильтрационных месторождений. Велика эта роль и для некоторых постмагматических месторождений олова, вольфрама, молибдена и др. Интересные данные в этом отношении суммированы в работе А. И. Тугаринова [1973] и в ряде его статей. Однако извлечение металлов из вмещающих пород отнюдь не исключает их накопления в процессе дифференциации магматических расплавов определенного состава; существенную роль здесь также играет характер дифференциации и полнота ее развития. Металлы из вмещающих пород, по-видимому, часто вносят лишь «добавку» к рудным компонентам, которые накапливаются в процессе дифференциации. Может быть поэтому во многих случаях наиболее продуктивными магматическими комплексами (например, оловоносные граниты) являются наиболее молодые интрузивы, развитые в той или иной провинции. Здесь можно предположить «многокаскадное» обогащение металлическими компонентами молодых интрузивов, которые «используют» металлы, накапливающиеся в осадочных толщах в процессе разрушения более древних, аналогичных рудоносных магматических комплексов.

Приведенные примеры, а также многочисленные аналогичные, позволяют прийти к заключению о весьма большой длительности и многостадийности формирования многих типов эндогенных рудных месторождений [Смирнов В. И., 1970<sub>1, 2</sub>; Горжевский Д. И., Козеренко В. И., 1971; Горжевский Д. И. и др., 1975] и о том, что многие месторождения нельзя уложить в «прокрустово ложе» установившихся классификационных канон.

Месторождения особенно крупного масштаба всегда образуются в результате сочетания ряда благоприятных моментов, обычно различных по характеру, и поэтому они встречаются не так часто. Особенно редки уникальные по масштабу месторождения, так как для их формирования необходимо, чтобы во времени совпали разнообразные благоприятные факторы, однако именно уникальные месторождения играют важную роль в экономике ряда металлов, такими месторождениями являются Витватерсранд для золота, Кляймакс и Гендерсон для молибдена, Садбери и Норильская группа для сульфидных медно-никелевых месторождений, Корнуолл для олова (естественно, с учетом многовековой эксплуатации в пределах этого рудного района).

Для многих металлогенических областей, провинций и структурно-формационных зон характерно повторение месторождений одних и тех же металлов, иногда представленных различными рудными формациями, а иногда одинаковыми или сходными. В качестве типичных примеров может быть приведена область Южной Африки, где проявлено несколько этапов образования древней золоторудной формации и близких к ней типов, а затем золотоносных конгломератов (в пределах этой же области в интервале времени от нижнего архея до верхов протерозоя формировались месторождения хрома); Восточно-Африканская область активизации, в пределах которой редкометалльные и слюдоносные пегматиты образовывались в широком интервале времени от верхов архея до низов палеозоя, во многих областях Индии формирование аналогичных пегматитовых месторождений происходило в ряде фаз в течение весьма продолжительного геологического времени, в оловоносной провинции Боливии оловянные месторождения представлены на севере высокотемпературными оловянно-вольфрамовыми образованиями мезозойского возраста и на юге очень сложным по составу, главным образом олово-серебряным оруденением верхнекайнозойского возраста; в широком интервале от девона до верхов палеозоя формировались также полиметаллические месторождения Рудного Алтая. Таким образом, во многих случаях выявляется закономерность, которая должна быть названа «рудной унаследованностью».

Большое значение при металлогеническом анализе отдельных провинций, особенно структурно-металлогенических зон, районов и узлов, имеет выяснение глубины эрозионного среза указанных различных рудоносных территорий и связанное с ним проявление локальной горизонтальной зональности рудных месторождений (естественно, глубина эрозии не влияет на характер эндогенных месторождений, развитых в пределах указанных различных рудоносных территорий, но определяет, какие месторождения уже уничтожены эрозией, какие следует ожидать в пределах данного эрозионного среза и какие можно предполагать на глубине).

Как известно, большое внимание вопросам глубины эрозионного среза и проявления горизонтальной зональности вокруг интрузивных тел уделил еще В. Эммонс, который исходил из концепции, что универсальными или почти универсальными источниками рудных растворов, порождавших эндогенные рудные месторождения, являются гранитные батолиты. Указанные построения подверглись критическому разбору в ряде работ С. С. Смирнова, в трудах В. М. Крейтера [1940, 1960], которым были приняты многие из выводов В. Эммонса, В. И. Смирнова [1954, 1965], отметившего как отрицательные, так и положительные стороны построений этого исследователя; вопросы глубины эрозионного среза для различных групп месторождений (связанных с гранитными батолитами, с малыми интрузивными телами) рассматривались также Ю. А. Билибиным [1947, 1959, 1961], были проанализированы в работе Д. И. Горжевского и В. Н. Козеренко [1965]. Этой проблеме была посвящена монография И. П. Кушнарёва [1969], значительное внимание этим вопросам уделено также в работе А. Д. Щеглова [1976].

Факторы глубины эрозионного среза для группы субвулканических и гипабиссальных образований, с одной стороны, и для интрузивных тел мезоабиссальной и абиссальной группы фаций — с другой, имеют различное значение. Для ультраабиссальных образований глубина эрозионного среза определяет закономерности метаморфической зональности и должна рассматриваться в связи с изучением этих процессов в глубоких частях литосферы. Глубина эрозионного среза субвулканических и гипабиссальных интрузий и ассоциирующих с ними рудных месторождений определяется от земной поверхности, существовавшей в момент формирования соответственных рудномагматических комплексов. В этом случае понятия «глубинность» и «глубина» эрозионного среза совпадают.

Для оруденения, которое генетически связано с мезоабиссальными и абиссальными, обычно сравнительно крупными интрузивными массивами, глубина эрозионного среза исчисляется по отношению к кровле материнских интрузивов. В данном случае понятия глубинности и глубины эрозионного среза, естественно, различны; глубина эрозионного среза здесь определяет степень эродированности рудоносных интрузивов и закономерно связанных с ними серий рудных месторождений. Характер рудных месторождений в этих условиях в значительной мере обусловливается их положением относительно кровли материнской интрузии, и, следовательно, степень их эродированности становится важным металлогеническим фактором.

В работе, посвященной закономерностям размещения эндогенных рудных месторождений на территории средней части Западного Тянь-Шаня [Козеренко В. Н., 1947], было подчеркнуто, что зональное распределение различных месторождений вокруг конкретных интрузивных тел — явление редкое. Однако зональ-

ность другого характера, которая была названа «региональной горизонтальной зональностью», является, как это следует из рассмотрения многочисленных рудных районов и провинций, обычной закономерностью. Региональная горизонтальная зональность проявляется во всем регионе в целом и выражается в том, что определенные типы месторождений занимают закономерную позицию по отношению к контурам развитых в его пределах гранитоидных интрузивов. В том или ином конкретном участке может быть выявлен лишь один тип оруденения, однако принадлежность к определенному типу месторождений обуславливает его определенную пространственную позицию по отношению к контуру гранитоидных интрузивов. В рассмотренном регионе высокотемпературные месторождения и пегматиты залегают в эндоконтактах или в ближайших экзоконтактах, контактово-метасоматические образования, естественно, приурочены к контактовым зонам, а месторождения, которым придаются средние температуры образования, наблюдаются в экзоконтактах, иногда достаточно далеких. Наиболее полно явление горизонтальной зональности вокруг гранитоидных интрузивов проявляется в случае, который по В. Эммонсу был отнесен к эпибатолитовому срезу. Вместо шести зон эрозионного среза, предложенных В. Эммонсом (крипобатолитового, акробатолитового, эпибатолитового, эмбатолитового, эндобатолитового и гипобатолитового), В. И. Смирнов [1965] выдвинул три главных уровня: не доходящий до интрузивов, мелкий и глубокий эрозионный срезы.

Горизонтальная зональность по отношению к контурам субвулканических и гипабиссальных интрузивных тел, с которыми рудные месторождения связаны лишь парагенетически, обычно отсутствует. Ввиду быстрого изменения термодинамических условий при образовании рудных месторождений двух указанных фациальных групп, несмотря на интенсивные процессы наложения, в них во многих случаях достаточно четко проявляется изменение характера оруденения с глубиной — вертикальная зональность. Явления вертикальной зональности в полной мере исследуются уже при изучении рудных полей и месторождений. Однако различная эродированность месторождений в пределах различных площадей может привести к своеобразной зональности в плане, которая является как бы горизонтальным отражением вертикальной рудной зональности. В более глубоко срезанных зонах может оказаться большее количество субвулканических или гипабиссальных интрузивных тел и таким образом может создаваться ложное впечатление о наличии горизонтальной рудной зональности [Козеренко В. Н., 1963, с. 111].

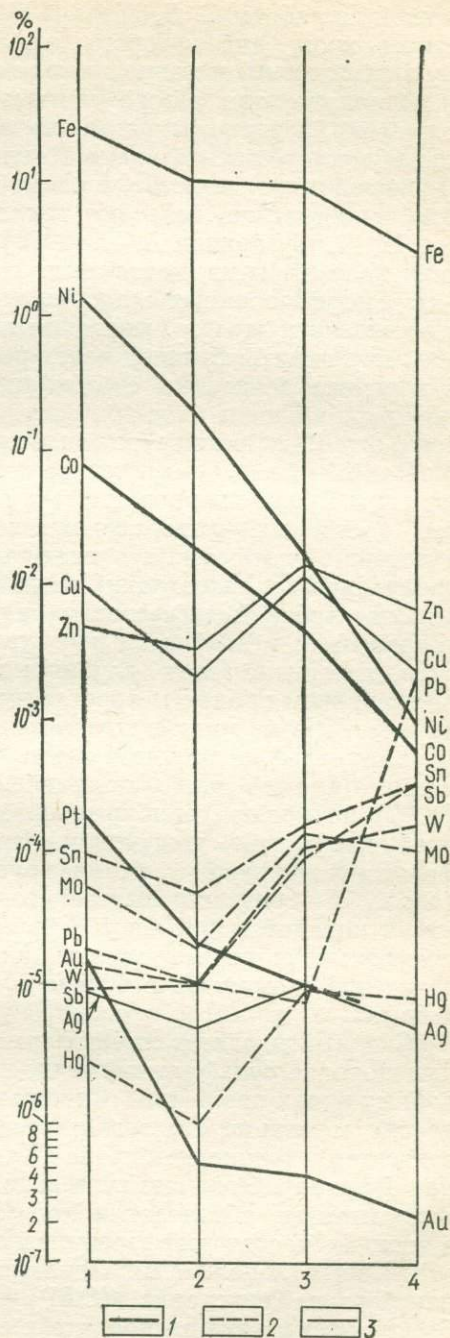
Автор уже отмечал особенное значение для металлогенического анализа структурно-формационных зон. Именно структуры этого масштаба слагают различные металлогенические провинции, затем области и, наконец, еще более крупные единицы.

Рудные районы всегда являются подразделениями внутри определенных структурно-формационных зон. Таким образом, выделение и изучение структурно-металлогенических зон, выяснение причин их различной рудоносности — задача важная.

Выявим закономерности размещения во времени и пространстве структурно-металлогенических зон, в пределах которых размещаются наиболее важные в промышленном отношении эндогенные рудные формации; в основу положена геохимическая классификация главнейших элементов, слагающих руды, которая определяется в основном их частными кларками в генетически связанных комплексах ультраосновных, основных и кислых магматических пород. Отдельно рассмотрим рудные формации, ассоциирующие с комплексами щелочных магматических образований. Классификация рудных элементов по указанному принципу приведена на диаграмме (рис. 24),

Рис. 24. Сопоставление частных кларков главных металлических элементов в метеоритах (1), ультраосновных (2), основных (3) и кислых (4) изверженных породах. Масштаб логарифмический. Диаграмма составлена по данным А. А. Саукова и Ю. Г. Щербакова [Шер С. Д., 1974].

1 — элементы с понижающимся кларком от основных к кислым породам;  
2 — элементы с повышающимся кларком от основных к кислым породам;  
3 — элементы с нечеткими изменениями кларков



взятой из работы С. Д. Шера [1974, с. 230]; на диаграмме отсутствует хром, для которого весьма ярко выявляется связь с ультраосновными магматическими комплексами.

В приведенном обзоре учитываются лишь наиболее важные и широко распространенные металлы. Закономерности размещения месторождений урана обычно исследуются отдельно; учитывая это обстоятельство, а также недавно вышедшую специальную монографию по этому вопросу [Казанский В. И., Лавров Н. П., Тугаринов А. И., 1978], уран рассматривается лишь попутно с другими металлами. Не приведены также сведения о метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных месторождениях железа, марганца и некоторых других металлов; однако в заключительной части раздела даны краткие сведения о первично осадочных стратиформных месторождениях меди, свинца и цинка и близких к ним образованиях, которые чаще всего описываются в группе эндогенных месторождений.

Наибольшее промышленное значение для хрома, а также платины и платиноидов имеет формация интенсивно расслоенных основных — ультраосновных интрузивов, приуроченных к древним платформам, относящаяся главным образом к мезохрону (иногда археохрону). Платформенные условия способствовали глубокой дифференциации основных расплавов, происходившей в мезоабиссальных условиях; подобные комплексы расположены в зонах глубинных разломов континентальной коры, причем продукты кристаллизации образуют весьма выдержанные стратиформные комплексы, включающие горизонты хромитов и сульфидов железа, меди, никеля с платиной и платиноидами (прежде всего палладием). Этот тип Т. А. Смирнова [1977] называет «гарцбургит-ортопироксенит-норитовой формацией интрузивов консолидированных областей». Именно эта формация заключает весьма крупные запасы хромитовых руд (около 75—80 % мировых запасов), причем преобладающая их масса находится в Южной Африке (ЮАР и Зимбабве). К ней приурочены крупные запасы платины и платиноидов (Бушвельдский комплекс в Южной Африке, Стиллаутер в США и др.).

Сходный характер имеет формация основных — ультраосновных пород с сульфидным медно-никелевым оруденением; в подобных рудах кроме того содержатся кобальт, платиноиды и ряд других металлов. По геологическому возрасту месторождения относятся к группе мезохрона (Канада, Финляндия, СССР, Южная Африка). Это магматические месторождения, которые как и хромитовые образования концентрируются главным образом в нижних частях дифференцированных массивов, часто представленных лополитами. Одно из таких месторождений — Пилансберг в Трансваале (ЮАР) — приурочено к нижней части Бушвельдского комплекса, что и свидетельствует о близких геологических условиях формирования этих двух формаций, свя-

занных с расслоенными основными — ультраосновными интрузивами. Кроме месторождений подобного типа, в Юго-Западной Австралии недавно были открыты крупные месторождения никеля (Камбалда Дон и Маунт-Виндарра) эксгаляционного типа, приуроченные к ультраосновным вулканитам типа коматитов. Эти эффузивные породы, по данным А. И. Тугаринова [1977], встречаются только в архее. Руды сложены в основном пентландитом и миллеритом. Такие же образования еще позже были обнаружены в Канаде и Финляндии.

Кроме древних докембрийских никеленосных формаций, в СССР большое значение имеют подобные же образования, связанные с дифференцированными траппами мезозойского возраста (Норильский район). Мезозойские сульфидные медно-никелевые месторождения известны также в Китае, в провинциях Сычуань и Ганьсу, а также в ЮАР, однако они дают только около 1% общих запасов никеля зарубежных стран. Сульфидные медно-никелевые и никелевые руды представляют собой важные промышленные типы.

К наиболее ранним элементам ортогеосинклинальных систем принадлежат структурно-формационные зоны с широко развитыми породами гипербазитовой группы, для которых определяющими являются дунит-гарцбургитовая хромитоносная формация и габбро-пироксенит-дунитовая формация с платиновым оруденением и относительно мелкими скоплениями хромитовых руд. Эти формации ассоциируют с осадочно-вулканогенными комплексами ранних этапов развития геосинклиналей и слагают эвгеосинклинальные структурно-формационные зоны. Очевидны связь рудоносных формаций с глубинными разломами и мантийный источник рудных веществ. Обращает на себя внимание крайне неравномерное распределение оруденения. Преобладающая часть месторождений этого типа расположена в пределах Евроафриканской континентальной массы, однако во многих рудных областях и провинциях широко развиты породы гипербазитовой группы, с которыми ассоциируют лишь рудопоявления и изредка мелкие месторождения хромитов и платины. В пределах СССР формации гипербазитовой группы достаточно полно развиты в Восточном Казахстане, зафиксированы во многих металлогенических провинциях Сибири (в Салаире, Кузнецком Алатау, Западном и Восточном Саянах и Туве, в Прибайкалье и Северном Забайкалье). Однако в пределах указанной огромной по площади территории, несмотря на наличие многочисленных мелких месторождений и рудопоявлений, нет ни одного крупного промышленного объекта. Таким образом установлено, что Уральская провинция, для которой особенно характерны месторождения раннего этапа развития ортогеосинклинальных систем, заканчивается в Мугоджарах; после значительного интервала, перекрытого молодыми отложениями, месторождения хромовых руд появляются в полосе альпид, где и протя-

гиваются от Ирана и Пакистана, на востоке через Турцию, о. Кипр, Грецию в Албанию и Югославию. Этот отрезок Средиземноморского пояса с обеих сторон «отсекается» поперечными глубинными разломами, и указанная рудоносная зона далее не прослеживается ни на востоке (в Гималаях), ни на западе (в западной части Средиземноморского пояса).

Весьма интересны закономерности размещения гипербазитовых рудоносных комплексов в пределах островодужной области западной части Тихого океана и прилегающей площади кайнозойской складчатости на Азиатском материке. Эта территория характеризуется широким развитием гипербазитовых интрузий и малым распространением хромитового оруденения, зафиксированного лишь на Филиппинах, в Японии, на о. Новая Каледония. На крайнем северо-западе, в пределах Корьякско-Анадырской металлогенической провинции, очень слабо еще исследованной, выделяется ряд гипербазитовых массивов, для которых даны высокие прогнозные оценки на хромитовое оруденение. Естественно поставить вопрос, с чем связано такое весьма неравномерное распределение хромитового оруденения в геосинклинальных зонах? Почему в одних случаях гипербазитовые интрузивные комплексы характеризуются высокой рудной продуктивностью, а в других случаях они практически безрудны?

Ответ на этот вопрос прежде всего можно получить при детальном изучении рудоносных формаций. Рудоносные комплексы во всех случаях обладают высокой степенью дифференцированности. В их составе часто присутствуют даже породы кислого состава, происхождение которых, правда, по-разному, трактуется различными исследователями.

Причины отсутствия хромитового оруденения в связи с широко развитыми гипербазитовыми комплексами в пределах районов южного обрамления Сибирской платформы, указанными выше, и в островодужной части Тихого океана, по-видимому, разные.

В первом случае все металлогенические провинции располагаются в пределах глобального мегаблока, характеризующегося отрицательными осредненными аномалиями Фая, для которого характерна пониженная степень дифференцированности развитых в его пределах магматических комплексов.

Кайнозойская островодужная область запада Тихого океана, хотя и относится к площади положительных аномалий, на большей части своей территории характеризуется незавершенным развитием. Важно подчеркнуть, что именно в тех участках, которые прошли все основные стадии геосинклинального развития (Корьякско-Анадырская провинция и другие), присутствует промышленное хромитовое оруденение.

В связи с высказанными положениями заслуживают внимания взгляды исследователей, которые, придерживаясь представ-

лений о магматическом происхождении рудоносных гипербазитов, считают, что промышленные залежи хромитов образуются позже гидротермально-метасоматическим путем «при гранитизации корней ультраосновных массивов [Варлаков А. С., 1974] или в подкорковых условиях [Смирнова Т. А., 1977, с. 26]. Эта проблема, несомненно, не может считаться решенной, и ее выяснение связано прежде всего с детальным изучением самих хромитовых месторождений и рудных полей, в пределах которых они находятся.

Неравномерно распределены также медные месторождения колчеданного типа, ассоциирующиеся со спилит-кератофировой формацией ранних этапов развития эвгеосинклиналей. Более двух третей запасов меди месторождений этого типа (по подсчетам В. А. Перваго [1975]) приурочено к измененным палеозойским вулканогенным образованиям, около 15 % — к мезо-кайнозойю и 7—8 % — к докембрийским комплексам. Широко развиты эти месторождения в СССР, главным образом на Урале, в значительно меньшей степени на Кавказе и весьма незначительно — в других областях. Большое значение имеют медноколчеданные месторождения в пределах медно-пиритового пояса Пиренейского полуострова (Испания и Южная Португалия), известны они также в Ирландии, на о. Тасмания, в Японии, Китае, Норвегии и др. В огромном большинстве случаев месторождения этого типа и возраста расположены в пределах площадей с положительными значениями аномалий Фая, их число здесь (по запасам, в них заключенных) превышает 95 % запасов, сосредоточенных в данном формационном типе. Во многих регионах вулканогенные комплексы ранних этапов развития геосинклинальных систем представлены сериями пород более кислого состава — базальт-липаритовой и базальт-андезит-дацит-липаритовой формациями. С ними или с осадочными породами, входящими в эти комплексы, ассоциируют медно-полиметаллические месторождения, широко развитые в пределах Рудного Алтая, Казахстана, некоторых районов Средней Азии, в Закавказье и других фанерозойских геосинклинальных системах; распространены также их аналоги, во многих случаях достаточно интенсивно метаморфизованные, приуроченные к комплексам мезохрона. Эти месторождения, в отличие от медноколчеданных, развиты в пределах территорий с различными характеристиками аномалий гравитационного поля.

В складчатых областях широко распространены габбро-пироксенитовые комплексы, образующие пояса, приуроченные к крупным глубинным разломам. С этой неполно развитой габбро-пироксенит-дунитовой формацией ассоциируются титаномангнетитовые руды, содержащие ванадий. Подобные рудные образования распространены на территории СССР и за рубежом. Рудные месторождения этого типа во многих случаях отличаются значительными запасами, измеряемыми в ряде случаев

сотнями миллионов и даже первыми миллиардами тонн, однако ввиду низкого содержания в них железа разрабатываются они в редких случаях. Месторождения подобного характера приурочены к различным глобальным мегаблокам.

С дифференцированными трапповыми интрузиями Сибирской платформы связана магномангнетитовая рудная формация, имеющая в Советском Союзе существенное значение. Хотя трапповый магматизм широко проявлен в ряде регионов Африки, весьма характерен для Индии (Декан), о. Тасмании и других областей земного шара, орудование этого типа известно лишь в пределах Сибирской платформы, что свидетельствует о наличии специфических черт этой подвижной платформы; ее «особенностью в настоящее время может быть признана многоэтапная и весьма интенсивная тектоническая активизация платформы в фанерозое, сопровождавшаяся разновозрастной и многофазной магматической деятельностью» [Архипенкова А. Я., 1977].

Процессы активизации здесь проявлялись от рифея до триаса и наиболее интенсивными были в среднем палеозое и мезозое. Главные железорудные районы — Средне-Ангарский, Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский (рис. 25) расположены по периферии Тунгусской синеклизы и контролируются региональными разломами, ограничивающими блоки фундамента [Одинцов М. М., Страхов Л. Г., 1971].

С орогенными этапами развития геосинклинальных систем связаны имеющие большое экономическое значение медно-молибденовые прожилково-вкрапленные месторождения, приуроченные к специфическим структурно-металлогеническим зонам. Большая их часть сосредоточена в эвгеоантиклинальных структурах и ассоциируют с крупными гранитоидными плутонами повышенной основности и часто пестрого состава, с которыми связаны небольшие штоки и дайки порфировых пород; с последними наиболее близко связано образование руд. Для металлогенических провинций и районов развития этих месторождений характерно наличие крупных разломов, согласных с общим простираанием структур и поперечных или косо ориентированных разрывов [Покалов В. Т., 1977].

Месторождения этого типа кайнозойского возраста составляют гигантский пояс, протягивающийся из Канады в Чили; наибольшее их число расположено в Перуано-Чилийском сегменте, где сосредоточено около половины всех запасов пояса, а последний заключает около 90 % запасов данной рудной формации. В пределах Средиземноморского пояса выделяются две зоны развития подобных месторождений — Балканская и Закавказско-Иранская. Установлен также Филиппино-Гвинейский пояс. Возраст месторождений этих металлогенических провинций кайнозойский; в целом в месторождениях кайнозойского (и в незначительной части мезозойского) возраста сосредоточено около 35 % мировых запасов меди. Меднопорфировые место-

рождения палеозойского и верхнедокембрийского возраста сосредоточены главным образом в пределах СССР (в Тянь-Шане в Джунгаро-Балхашской области, в Центральном Казахстане, в Алтае-Саянской системе), а также в Северной Монголии, в вос-

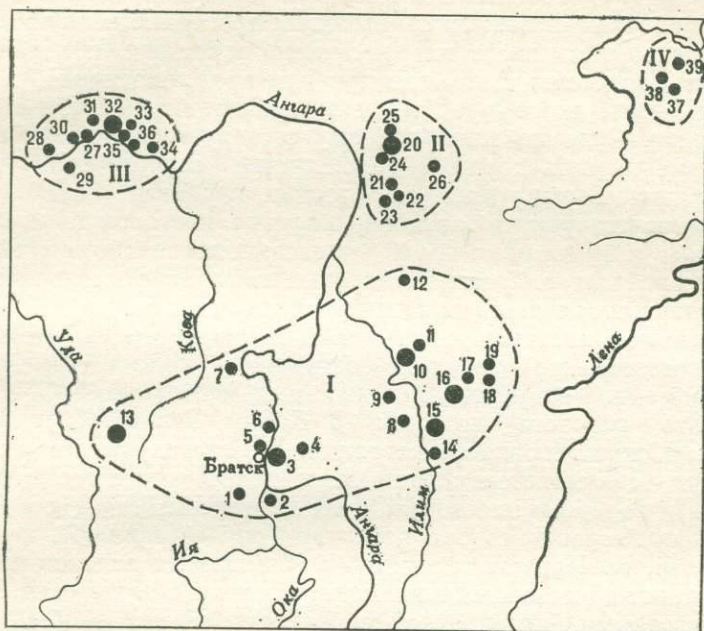


Рис. 25. Схема расположения железорудных районов и месторождений.  
По А. Я. Архипенковой [1977].

Районы: I — Ангаро-Илимский, II — Ангаро-Катский, III — Средне-Ангарский, IV — Непско-Гаженский. Месторождения: 1 — Долоновское, 2 — Ермаковское, 3 — Красноярское, 4 — Кежемское, 5 — Березовское, 6 — Шаманское, 7 — Седановское, 8 — Иреек-Касьяновское, 9 — Горелая Сопка, 10 — Рудногорское, 11 — Ждановское, 12 — Тубинское, 13 — Октябрьское, 14 — Шестаковское, 15 — Коршуновское, 16 — Татьянинское, 17 — Пасмурное, 18 — Гора Соколовая, 19 — Кутское, 20 — Нерюндинское, 21 — Капаевское, 22 — Чапкинское, 23 — Коврижка-Поливская, 24 — Атавинское, 25 — Катское, 26 — Пономаревское, 27 — Пихтовое, 28 — Нижнетагарское, 29 — Левобережное, 30 — Правобережное, 31 — Клименское, 32 — Тагарское, 33 — Огненное, 34 — Берямбинское, 35 — Таловское I, 36 — Таловское II, 37 — Шолоховское, 38 — Неуловимое, 39 — Экипажное

точных районах Бразилии и Северном Китае. Месторождения этого типа в Советском Союзе расположены в области отрицательных аномалий Фая.

Жильные месторождения меди имеют весьма подчиненное значение. Известен лишь один крупный район развития жильных медных месторождений — Бьют в юго-западной части шт. Монтана в США. Именно эта группа месторождений делает значительным жильный тип, который в целом, по данным В. А. Перваго [1975], дает около 4,5 % запасов меди.

Наиболее распространены жильные месторождения кайнозойского возраста, приуроченные к Тихоокеанскому и Средиземноморскому складчатым поясам. Они локализируются в более внутренних частях поясов по сравнению с меднопорфировыми месторождениями. Обычно это небольшие по размерам рудные образования, с относительно высокими содержаниями меди. Во многих случаях невозможно выявить пространственную связь таких месторождений с интрузивными породами, а когда это делается (подобная связь как правило проблематична), то эти породы чаще всего представлены гранитоидами повышенной основности. Судя по минеральному составу и характеру изменения вмещающих пород, в большинстве случаев эти рудные образования формируются на средних глубинах, хотя несомненно присутствуют и близповерхностные месторождения, приуроченные к вулканическим комплексам мезозойского и кайнозойского возрастов. Такие месторождения отличаются повышенным содержанием серебра и присутствием золота.

Жильные месторождения кайнозойского (и в некоторой части мезозойского) возраста составляют около 3 % мировых запасов меди. Ряд небольших жильных месторождений докембрийского возраста известен в Индии, Египте, Саудовской Аравии, Южной Африке, Австралии. В ряде случаев образование руд связывается с гранитами, в том числе щелочными. Известны подобные месторождения и палеозойского возраста, однако их значение совсем невелико (они составляют, по подсчетам В. А. Перваго, около 0,5 % мировых запасов меди).

Скарновые месторождения меди, которые обычно связывают с гранитоидами повышенной основности, имеют в общем балансе медных месторождений небольшое значение — они дают менее 1,5 % общих запасов этого металла.

Скарновые рудные образования палеозойского возраста известны в СССР на Урале, в Центральном Казахстане, Кузнецком Алатау, в Тянь-Шане. Это обычно незначительные по размерам месторождения; исключением являются лишь довольно крупные образования Саянской группы в Казахстане.

Мезозойские месторождения подобного типа известны в ряде районов Китая, в Канаде, на Кубе, Индонезии, Марокко, Тунисе, Болгарии и Румынии; выявлены они также в шт. Новый Южный Уэльс в Австралии.

Скарновые месторождения палеозойской и мезозойской групп дают примерно по 0,5 % от общей суммы запасов меди, а кайнозойские образования этого типа — примерно в два раза меньше (подсчеты В. А. Перваго [1975]).

По геологическим условиям образования близки к отмеченным скарновые месторождения свинца и цинка, однако они в основном встречаются в иных регионах.

Среди полиметаллических месторождений этого типа выявлены докембрийские, палеозойские, мезозойские и кайнозой-

ские рудные образования, причем последние три группы примерно близки по значению, а древние образования мезохрона несколько уступают по количеству заключенных в них запасов. В целом эта промышленно генетическая группа составляет около 6% от суммарных запасов свинца и цинка. Древние месторождения этого типа известны в Финляндии и в Швеции.

В СССР среди скарновых полиметаллических месторождений преобладают образования палеозойской группы — они развиты в Южно-Тяньшанской и Джунгаро-Балхашской складчатых областях. Месторождения мезозойского возраста развиты в мезозоидах Сихотэ-Алиня; месторождения этой возрастной группы известны также в Югославии и Чехословакии, кайнозойских — в Японии.

В Китае установлено два типа скарновых месторождений. К первому типу относятся свинцово-цинковые образования на контакте каменноугольных и пермских известняков с гранодиоритами и кварцевыми диоритами, в качестве второго типа выделяются скопления в контактовых зонах известняков разного возраста (от нижнедевонских до триасовых) с более кислыми яньшанскими гранитами и порфирами. Эти последние кроме свинца и цинка содержат олово и вольфрам.

Естественен вопрос: с чем связаны изменения в составе руд скарновых существенно медных и полиметаллических свинцово-цинковых месторождений? Каковы причины разного состава двух групп китайских скарновых образований? Сравнительным анализом состава пород в районах развития медных месторождений выявлена существенная роль в них основных вулканитов (Урал, Центральный Казахстан, Хакасия — Кузнецкий Алатау); для районов распространения свинцово-цинковых месторождений скарнового типа характерно ничтожное развитие в разрезах слагающих их комплексов основных пород или полное их отсутствие (Тянь-Шань, Сихотэ-Алинь, Китай, Финляндия, Швеция и др.). Эти соотношения позволяют предположить, что источником меди в первом случае были основные вулканиты, во втором — свинец и цинк извлекались из карбонатных пород и таким образом металлы этих рудных образований, вероятно, в основном имели ассимиляционное происхождение.

С яньшанскими кислыми гранитами в Китае связаны многочисленные месторождения олова и вольфрама и поэтому естественно, что на контактах подобных интрузий с карбонатными породами возникали полиметаллические скопления скарнового типа, обогащенные оловом и вольфрамом.

Жильные полиметаллические месторождения имеют существенное значение, они содержат более 13% общих запасов свинца и цинка. Наиболее распространены жильные месторождения кайнозойского возраста, составляющие около половины запасов данного формационного типа. Большая их часть при-

урочена к внешним зонам поясов мезозойско-кайнозойской складчатости, к границе с более древними консолидированными структурами. Большинство этих месторождений залегает в комплексах древнее нижнего мела; вмещающие породы, в связи с воздействием кайнозойских тектонических деформаций, были разбиты большим числом разломов на блоки, часто смещенные относительно друг друга; в пределах этих блоков рудные образования приурочивались к трещинным зонам, так как характер вмещающих пород в этой группе месторождений не благоприятствовал развитию процессов метасоматоза.

Жильные месторождения кайнозойского возраста приурочены к восточному обрамлению Тихоокеанского складчатого пояса в США, Мексике, Перу, Чили, Боливии и Аргентине. Они известны также в западной части Тихоокеанского пояса в Якутии, Китае, в Японии и на Камчатке.

Кайнозойские жильные месторождения приурочены также к северному обрамлению Средиземноморского пояса и известны в Болгарии, Югославии, Румынии, Венгрии и СССР, а в южной внешней зоне — в Марокко, Тунисе и Алжире. Примерно половину жильных свинцово-цинковых месторождений по запасам заключенных в них руд составляют месторождения докембрийского, палеозойского и мезозойского возрастов.

Наиболее крупные по запасам месторождения докембрийского возраста. Они распространены в Бразилии, где имеются месторождения свинцово-цинковые и существенно цинковые. В Индии есть существенно свинцовые и медно-свинцовые месторождения. Достаточно широко месторождения этой возрастной группы распространены в Африке (в Замбии, Родезии, Марокко).

Жильные палеозойские полиметаллические месторождения распространены в Южно-Тяньшанской складчатой области, а также в Кармазаре и в пределах Северного Тянь-Шаня. Месторождения, относящиеся к этой возрастной группе, известны также в Италии (о. Сардиния), Испании, Франции.

Полиметаллические месторождения палеозойского возраста тяготеют обычно к разломам и часто приурочены к оперяющим их трещинам. Во многих случаях их генетически (или парагенетически) связывают со штоками пород гранитоидного состава.

Мезозойские жильные полиметаллические месторождения известны в СССР (на Северном Кавказе); в пределах мезозойской полиметаллической зоны Восточного Забайкалья кроме широко развитых метасоматических полиметаллических образований в карбонатных породах имеются и месторождения жильного типа.

Месторождения, так же как и аналогичные рудные образования палеозойской группы, тяготеют к крупным разломам. Они парагенетически связаны с гипабиссальными интрузивными

телями, среди которых широко развиты кислые разности (кварцевые, бескварцевые порфиры), но встречаются и основные породы типа диабазовых порфиритов и им подобных образований.

Весьма неравномерно размещены структурно-металлогенические зоны, в пределах которых главными, или преобладающими, являются эндогенные оловорудные месторождения различных формационных типов. В интересной монографии, посвященной основным типам оловорудных районов, вышедшей под редакцией С. Ф. Лугова [1976], выделяются оловоносные пояса и районы на щитах, платформах и срединных массивах, в геосинклинальных складчатых областях и в мезозойских вулканических структурах Тихоокеанского кольца.

В разных районах и поясах развиты различные оловорудные формации. Установлено, что районы преимущественного развития месторождений оловоносных редкометалльных пегматитов — наиболее ранних и высокотемпературных образований — приурочены в основном к щитам и в подавляющем большинстве (около 99 %) имеют докембрийский и нижнепалеозойский возраст. В некоторых районах они находятся совместно с месторождениями касситерит-кварцевой формации, но, как правило, разобщены с ними в пространстве, в ряде случаев зафиксированы также в поднятиях фундамента платформ, в пределах срединных массивов в геосинклинальных областях.

Оловянные месторождения касситерит-кварцевой формации широко распространены на востоке Азиатского континента в мезозойских структурах различного типа, а также в пределах крупнейшего оловорудного Бирмано-Малазийско-Индонезийского пояса, в мезозоидах северо-востока СССР, на юго-востоке Китая, на площади крупнейшей мезозойской зоны активизации, в пределах Восточного Забайкалья и северо-востока Монголии, на Аляске и на Памире. Установлены они также в герцинидах Средней Азии, в Австралии и на срединных массивах Центральной и Западной Европы. Главная часть россыпных месторождений олова, которые до сих пор дают около половины оловянных концентратов, образовались при разрушении месторождений касситерит-кварцевой формации.

Большое экономическое значение имеют месторождения касситерит-силикатной формации. Они особенно характерны для мезозойских геосинклинальных структур и областей активизации восточной части Азиатского материка. Эта формация также широко развита в позднепалеозойских геосинклинальных сооружениях в Восточной Австралии и Западной Европы. Месторождения, относящиеся к этому формационному типу, образуют наиболее крупные рудные объекты.

Важнейшие магмо- и рудоконтролирующие структуры районов развития подобных месторождений — поперечные глубинные разломы. Выделяется два главных типа подобных районов:

а) расположенных в позднегеосинклинальных структурах складчатых областей; б) приуроченных к наложенным прогибам, в том числе вулканогенным (рис. 26).

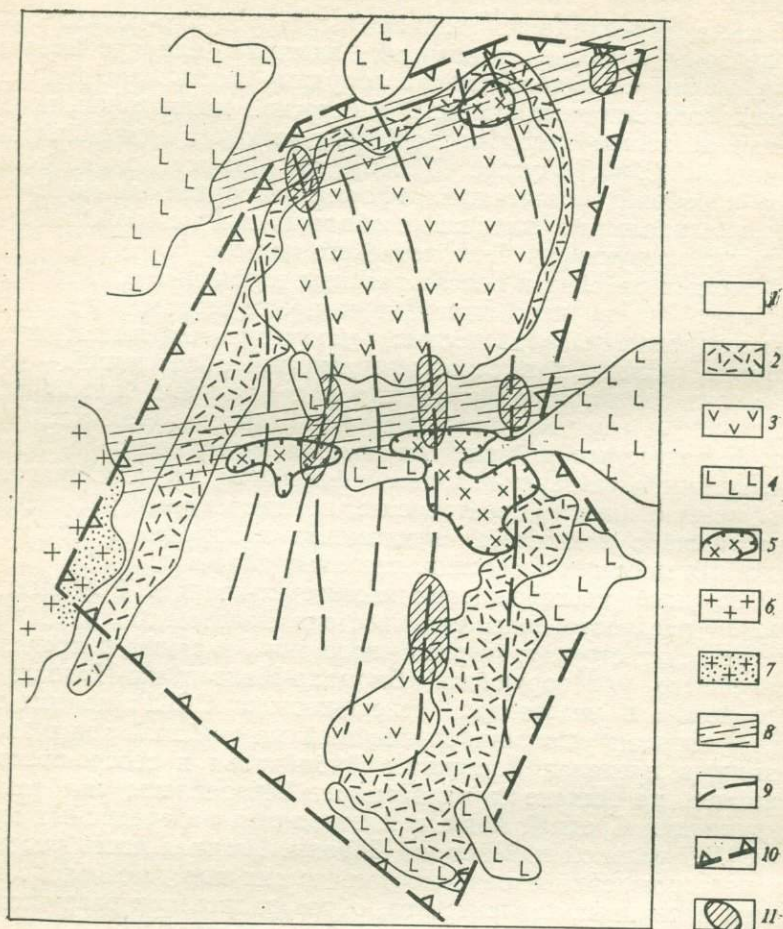


Рис. 26. Структурно-геологическая схема Комсомольского рудного района. По Б. В. Макееву [1976].

1 — мезозойские складчатые образования; 2 — вулканогенно-осадочная толща (с вулканогенными отложениями кислого состава); 3 — покровы вулканитов среднего состава; 4 — палеогеновые базальты; 5 — поля развития гранитоидов повышенной основности; 6 — граниты; 7 — гранитоиды эндоконтактной фации гранитных массивов; 8 — зоны повышенной трещиноватости; 9 — главные рудоконтролирующие структуры; 10 — границы рудоносного блока; 11 — основные оловянные поля

Месторождения касситерит-сульфидной формации, по составу и условиям нахождения близкие к образованиям касситерит-силикатного формационного типа, с которыми они еще недавно объединялись в одну формацию, явно тяготеют к вулканоген-

ным зонам и поясам. Эти месторождения уступают по масштабам рудным образованиям предыдущего типа, однако представляют собой важный промышленный тип, значение которого, вероятно, увеличится в будущем. Месторождения этой формации не выявлены на площади щитов, незначительно распространены в пределах срединных массивов палеозойского и весьма широко развиты в пределах мезозойских и кайнозойских структур Тихоокеанского подвижного пояса. Они приурочены к складчатым областям мио-, и эвгеосинклинального типа, к активизированным зонам и, в частности, к вулканическим поясам. Среди месторождений этой формации выделяются плутоногенный и вулканогенный геологические типы [Тананавева Г. А., Томсон И. Н., 1973]. Образование этой формации отчетливо связано с наложенными структурами, поперечными разломами и особенно с узлами их пересечения, наложенными сводами, купольными структурами и вулканическими постройками.

Оловянные месторождения риолитовой формации, тесно ассоциирующие с кислыми, богатыми калием, эффузивами, приурочены к вулканическим зонам неогенового, палеогенового, иногда мезозойского возраста и развиты в пределах Тихоокеанского подвижного пояса. Для этих месторождений характерно высокое содержание индия. Месторождения этого типа представлены обычно мелкими и мельчайшими, но многочисленными рудными образованиями, которые в совокупности могут формировать рудные зоны и районы с достаточно крупными запасами. Примером могут служить многочисленные районы Мексики, где месторождения этой формации широко распространены и издавна разрабатываются главным образом кустарным способом.

Как уже отмечалось, практически все оловорудные формации расположены в областях положительных планетарных гравитационных аномалий Фая. В областях отрицательных аномалий находятся лишь часть комплексных олово-вольфрамовых месторождений и мелкие и мельчайшие оловорудные объекты, в которых заключена незначительная доля мировых запасов олова. Наибольшее число подобных комплексных месторождений приурочено к северо-западной Бирманской части грандиозного Бирмано-Малазийско-Индонезийского оловянного пояса, однако и здесь общие запасы олова составляют менее 1% от общих мировых запасов. В остальных регионах, относящихся к областям отрицательных аномалий. (Аппалачи в Северной Америке, Казахстан и большинство районов Среднего Тянь-Шаня, Калба-Нарымский район и др.), заключены рудные объекты, в которых сосредоточено не более 1—2% мировых запасов олова. Таким образом, на площади положительных аномалий расположены месторождения, в которых сосредоточено более 95% мировых запасов олова.

Очень неравномерно распределяются месторождения олова по возрастным группам: около 7 % заключено в месторождениях докембрия, примерно 20 % — в месторождениях палеозойской группы, а остальные (более 70 %) приходятся на рудные образования мезозоя и кайнозоя. Среди коренных месторождений последних две трети составляют месторождения мезозоя и одну треть кайнозоя (подсчеты В. А. Перваго [1975]). В течение геологического времени от докембрия до мезозоя интенсивность оруденения увеличивалась; в кайнозое она падает, однако необходимо учитывать меньшую продолжительность этой эры.

С иными взаимоотношениями мы сталкиваемся при анализе размещения месторождений вольфрама и молибдена как по главнейшим (планетарным) зонам Земли, так и по возрастным группам. Среди вольфрамовых месторождений выделяется группа формаций жильного и скарнового типа, а также штокверковый тип, имеющий существенное значение лишь в СССР. Характерная особенность вольфрамовых месторождений всех промышленно-генетических типов (особенно жильных) — небольшие запасы отдельных объектов; наибольшее значение имеют скарновые образования, дающие 50—55 % мировых запасов.

Основные запасы этого металла, кроме СССР, сосредоточены в шести странах — Канаде, Южной Корее, Китае, США, Австралийском Союзе и Турции. Основная часть запасов вольфрама зарубежных стран сосредоточена в мезозойских и кайнозойских (в основном, в мезозойских) месторождениях, расположенных в пределах Тихоокеанского подвижного пояса; относительно небольшая часть запасов находится в пределах Средиземноморского геосинклинального пояса. В СССР большое значение имеют месторождения Востока страны, а также структурно-металлогенические зоны и районы Казахстана и Южного (и Срединного) Тянь-Шаня герцинского возраста.

При рассмотрении вопроса о приуроченности металлогенических зон и районов с преобладающим вольфрамовым оруденением к определенным глобальным мегаблокам, характеризующимся различными аномалиями гравитационного поля, выявляется, что они расположены в пределах территории и с положительными, и с отрицательными аномалиями. Так, значительное число месторождений Канады (первое место по запасам вольфрама в капиталистических странах) находится на площади с отрицательными аномалиями или в переходных зонах к положительным. Крупные зоны и районы Советского Союза расположены в пределах глобального мегаблока с общими отрицательными гравиметрическими аномалиями. Количественные оценки здесь дать весьма трудно, можно лишь сделать вывод, что большая часть запасов этого металла сосре-

доточена все же в регионах, принадлежащих Тихоокеанскому подвижному поясу с положительными аномалиями.

Весьма неравномерно распределены запасы вольфрама во времени: месторождения докембрия составляют около 2 %, палеозойской группы — около 15 %, а остальные запасы сосредоточены в месторождениях мезозоя и кайнозоя, причем мезозойские месторождения обладают суммарными запасами, превышающими запасы кайнозоя примерно в 15 раз (подсчеты из работы В. А. Перваго [1975]).

Еще более неравномерно, по сравнению с вольфрамом, распределены месторождения молибдена: они сосредоточены лишь в пределах трех стран — США, СССР и Китая. Крупные месторождения, которые и определяют подобное распределение запасов молибденосодержащих руд, приурочены к различным регионам Тихоокеанского подвижного пояса и расположены в пределах глобальных территорий, которые характеризуются положительными значениями аномалий гравитационного поля Земли. Однако несмотря на подобное явное тяготение к областям с положительными значениями усредненных аномалий Фая, месторождения этого металла широко распространены и на площадях с отрицательными аномалиями — в Канаде и СССР.

Основная формация, в которой сосредоточено более 60 % мировых запасов молибдена, — месторождения штокверкового типа. Около 30 % молибдена заключено в комплексных медно-порфириновых месторождениях, менее 5 % — в образованиях скарнового типа и лишь около 3 % — в жильных рудах. Рудные образования, относящиеся к штокверкам, обычно представлены крупными объектами, с запасами более 100 тыс. т металла, а в некоторых наиболее крупных месторождениях этого типа превышают 300 тыс. т. В наиболее крупном месторождении мира Кляймаксе (США) запасы металла свыше 900 тыс. т, а в месторождении Гендерсон (США) их около 800 тыс. т. Крупные месторождения выявлены в Восточном Китае — Дзындуйчен и Дахешань.

Среди штокверковых месторождений молибдена лишь немного менее 40 % составляют месторождения кайнозойской группы. Все они расположены во внешней зоне Тихоокеанского подвижного пояса, приурочиваются к краевой части Северо-Американской платформы и находятся в зонах и районах тектоно-магматической активизации. Они локализируются в пределах участков, подвергшихся активному воздействию движений в кайнозое, в результате которых на консолидированных структурах платформы образовались разрывы и крупные зоны трещиноватости. В подобных зонах формировались малые гипабиссальные интрузивы кислого состава и штокверковое существенно молибденовое оруденение. Учитывая эту обстановку, естественно предположить, что большая часть подобных рудных образований формировалась восточнее пояса меднопорфи-

ровых месторождений. Мезозойские штокверковые месторождения, запасы металла которых несколько менее 50 % от запасов, сконцентрированных в штокверковом типе, также приурочены к малым интрузивным телам гранитного состава, располагающимся в консолидированных участках, осложненных глубинными разломами и зонами трещиноватости. Оруденение приурочено как к интрузивным телам, так и к вмещающим окварцованным породам. Месторождения этого возраста характерны для Восточного Китая и районов активных мезозойских движений на востоке СССР и в Восточной Монголии.

Палеозойские штокверковые месторождения известны в СССР, в Алтае-Саянской и Джунгаро-Балхашской складчатых областях, а также на юго-восточном побережье Гренландии. Суммарные запасы месторождений этого возраста составляют 12—15 % от запасов штокверкового типа.

Скарновые молибденсодержащие месторождения в основном комплексные и содержат кроме молибдена промышленные содержания вольфрама или меди. Такие образования характерны для СССР и Китая, отдельные месторождения установлены в Южной Корее, Румынии и США, а также зафиксированы в пределах Средиземноморского пояса, на Кавказе (Тырныауз), Румынии (Бенца-Бихорутуй) и Марокко (Азегур).

Медно-молибденовые месторождения известны в Джунгаро-Балхашской складчатой области. Обширная провинция молибден-вольфрамовых (существенно вольфрамовых) месторождений — Южный Тянь-Шань.

Среди месторождений скарновой группы наибольшее значение имеют месторождения мезозойского возраста, в них заключено более 80 % запасов металла этого формационного типа.

В широко развитых жильных месторождениях молибдена сосредоточена очень небольшая доля запасов металла. Они представлены мелкими месторождениями различного геологического возраста — докембрийского, палеозойского, мезозойского и кайнозойского.

Для молибдена, в большей мере чем для олова и вольфрама, характерно нарастание значения месторождений с ходом геологической истории: в рудных образованиях докембрия сосредоточены лишь доли процента этого металла, в палеозойских около 10 %, в мезозойских одна их треть и в кайнозойских более 55 % (подсчеты В. А. Перваго [1975]).

С гранитными пегматитами связаны промышленные концентрации ряда редких металлов — лития, бериллия, тантала и ниобия, а также мусковита. Сведения о запасах редких металлов в пегматитах зарубежных стран приведены в работе Н. А. Солодова [1971].

Пегматитовые тела, связанные с гранитными массивами, до сих пор остаются главным промышленным типом месторожде-

ний лития. Месторождения этого типа с крупными запасами приурочены к Канадскому щиту (Канада и США), восточному краю Родезийского щита (Зимбабве), находятся в Афганистане. В указанных четырех странах сосредоточено 85—90 % запасов литиевого сырья. Если к этому количеству прибавить запасы месторождений, находящихся в Восточной Бразилии, Юго-Западной Австралии и Индии, то можно прийти к выводу о том, что в пределах территорий с отрицательными значениями аномалий гравитационного поля и в крайних частях областей с положительными их характеристиками находится около 90—95 % общего количества литиевого сырья.

Возраст литиеносных пегматитов различен. Возраст многих из них докембрийский, в том числе верхнеархейский (крупное месторождение Бикита и другие в крайней части Родезийского щита), установлены крупные палеозойские образования, а в последнее время выявлены весьма крупные пегматитовые тела, приуроченные к зоне активизации альпийского возраста (Афганистан).

Бериллоносные пегматиты также широко распространены в пределах Канадского щита, в восточной части Бразилии, в Индии, Афганистане, на о. Мадагаскаре; таким образом, 80—85 % запасов окиси бериллия располагается на площадях с отрицательными значениями глубинных аномалий гравитационного поля. Среди этих месторождений преобладают образования докембрийского возраста.

Концентрации тантало-ниобатов (колумбит-танталита) приурочены в основном к двум формационным типам: пегматитам и ниобат-танталоносным альбититам.

Около 75 % концентратов танталит-колумбита добывается в двух странах Африки: Нигерии и Заире. В областях с положительными значениями аномалий Фая заключено не менее 80—85 % этого минерального сырья. Возраст этих месторождений различен: в Заире докембрийский, в Нигерии они приурочены к зонам активизации палеозойского и мезозойского возраста.

Большая часть продукции мусковита добывается из формации мусковитовых пегматитов, значительно меньшая доля приурочена к пегматитам переходного типа — слюдяно-редкометалльным. Крупнейшие провинции мусковитовых пегматитов расположены в Индии, в пределах Восточно-Африканской области активизации, на востоке Бразилии, в Восточной Сибири, Карелии и в некоторых других регионах. Возраст пегматитов этих провинций преимущественно архейский и протерозойский. В Восточно-Африканской области активизации их возраст в основном нижнепалеозойский.

Слюдоносные пегматиты расположены в основном в пределах площадей с отрицательными значениями гравитационных

аномалий (количественные оценки в данном случае дать трудно).

Золото относится к числу металлов, которые на ранних этапах развития земной коры, судя по геологической обстановке нахождения его месторождений в археохроне, извлекались из магматических пород основного состава, а на поздних этапах (в неохроне) в основном ассоциировали с магматическими комплексами кислого состава. Данные по металлогении золота приведены в монографии С. Д. Шера [1972, 1974] и в ряде других трудов. Большой интерес представляют работы А. И. Тугаринова о металлогении золота [1972<sub>1,2</sub>, 1973, 1977].

Закономерности распределения формаций золота во времени и пространстве резко отличаются от тех, которые характерны для ранее рассмотренных месторождений олова, вольфрама, молибдена. Если эволюция различных типов этих последних трех металлов протекала лишь в течение последних 1000 млн. лет (верхний протерозой—фанерозой), то для золота весьма большую роль играют древние месторождения мезохрона и археохрона, и эволюция промышленных скоплений этого металла прослеживается на огромном отрезке геологического времени: от архея до современной эпохи. Необходимо отметить, что значительное количество золота добывается из руд комплексных формационных групп медных, медно-полиметаллических, полиметаллических, серебряных и др.

Возрастные группы, месторождения различных крупных геохронов значительно отличаются друг от друга. К древнейшему этапу— археохрону, месторождения которого в основном отвечают возрасту более 2,6 млрд. лет, относятся провинции Киватин и Йеллоунайф (Северная Америка), Гвианская (Южная Америка), провинции кратона Калахари и Танганьикская (Африка), Дарварская (Индия) и Йилгарнская (Австралия).

Если исключить из подсчетов весьма крупные запасы и добычу, связанную с золотоносными конгломератами и кайнозойскими россыпями, то количество золота, заключенное в месторождениях археохрона (11 тыс. т золота, примерно 15 % всей учтенной добычи зарубежных стран), составляет не менее половины от всей добычи (расчеты произведены без учета данных по СССР) [Шер С. Д., 1974, с. 193].

Месторождения золота археохрона представлены главным образом кварцевой и сульфидно-кварцевой формациями (и часто именуются «древними золоторудными месторождениями»). Характерно широкое развитие месторождений теллуридного типа, к которому приурочено более 40 % добытого золота. Региональная особенность, характерная только для Родезийской провинции Южной Африки,— широкое развитие сурьмяного минерального типа.

Месторождениям археохрона свойственна определенная геологическая обстановка и этим они существенно отличаются от

более молодых геохронов. Вмещающими породами золоторудных месторождений археохрона на 80—85 % являются вулканогенные образования основного состава и связанные с ними породы. Эти месторождения приурочены к зеленокаменным породам, трогам, которые локализованы среди полей гранитогнейсов и гранитов; одновременно необходимо подчеркнуть весьма малое количество месторождений в глубоко метаморфизованных алюмосиликатных породах — гранитогнейсах, палингенных и метасоматических гранитах, которые в пределах древнейших структур слагают огромные площади. Большое количество золота, характерное для юга Африки, сочетается, как уже отмечалось, с наличием в разрезах этого мегаблока очень большого количества основных (и даже ультраосновных) вулканитов, отличающихся значительной дифференцированностью, вплоть до образования кислых разностей; уменьшение их количества примерно в 20 раз в расположенном к северу кратоне Конго ведет к резкому уменьшению общих запасов золоторудных месторождений археохрона, причем количество вулканитов и запасы золота прямо коррелируются между собой. Подобными соотношениями, характерными для месторождений археохрона, подчеркивается специфичность древнейших месторождений золота, и источник металла следует искать именно в толщах основных вулканитов.

Золотоносные провинции мезохрона достаточно резко отличаются от территорий развития древнейших золоторудных месторождений. К ним относятся провинции Черчилл и Блек-Хиллс в Северной Америке, Бразильская, Южно-, Центрально- и Западно-Африканские, Центрально-Австралийская и западная часть Балтийского щита.

В течение мезохрона постепенно стабилизировались древние платформы. Этот длительный прерывисто-непрерывный процесс, охвативший огромный отрезок — от верхов архея — низов протерозоя до верхнего протерозоя (а местами и низов палеозоя) включительно, благоприятствовал формированию стратиформных месторождений золота, урана, железа, меди, свинца, цинка, и других металлов. Стратиформные залежи во многих случаях были приурочены к мощным образованиям еще не полностью консолидированных платформенных структур, которые в дальнейшем подвергались дислокациям и воздействию интрузивных масс.

Наличие в числе этих рудных образований уникального по запасам месторождения Витватерсранд делает именно эту рудную формацию весьма важной для золоторудных скоплений мезохрона. Провинции мезохрона дали около половины от общей добычи золота в мире (данные по СССР не учитываются).

Месторождения подобного типа формировались в специфических тектонических и климатических условиях, характерных для образования россыпей мезохрона: они приурочивались

к крупным синклинорным прогибам с большой, а иногда и весьма большой амплитудой длительного прогибания. В древней атмосфере сохранились даже кластогенные зерна урановых минералов, а особенности палеоклимата способствовали формированию весьма мощных кор выветривания и сохраняли от разложения лишь кварцевый материал. Эти мощные накопления образовывались в прибрежно-морских и лагунных условиях и отличались поэтому хорошей сортировкой материала. Последующее активное тектоническое и магматическое воздействие на эти обломочные образования приводило, по-видимому, не только к метаморфизму и перераспределению рудного вещества, но и к привносу его из магматических очагов.

Остальные золоторудные месторождения мезохрона относятся к золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формационным группам. Наибольшее количество золота добыто из сульфидных месторождений, причем в отличие от древнейших месторождений здесь преобладает арсениопиритовый минеральный тип, который дал около 90 % добытого золота [Шер С. Д., 1974, с. 202].

Важно подчеркнуть, что месторождения этого геохрона по сравнению с археохроном существенно отличаются составом вмещающих пород: основные вулканы и связанные с ними породы, преобладающие на золоторудных полях древнейших месторождений, здесь играют подчиненную роль (большая часть их расположена в глубоко метаморфизованных породах — гнейсах и кристаллических сланцах), вторые по значению — глинистые толщи, преобразованные в филлиты; существенное значение имеют и карбонатные породы.

Руды месторождений описываемого геохрона в целом богаче древнейших рудных образований. Многие крупные месторождения мезохрона, как и более древние, обрабатывались до значительной глубины. В них, так же как и в месторождениях археохрона, не выявлено сколько-нибудь отчетливой зональности, отсутствует и определенная связь с магматическими породами. Изучая особенности золоторудных месторождений мезохрона, С. Д. Шер пришел к выводу о ведущей роли «синседиментационного накопления золота с последующим его перераспределением и концентрацией при процессах регионального метаморфизма» [1974, с. 204].

Провинции неохрона характеризуются разнообразными геологическими условиями, и в рамках неохрона отчетливо выделяются более дробные этапы развития. Зоны активизации мезозойского и кайнозойского возрастов отличаются специфическими особенностями, благодаря чему они отнесены С. Д. Шером к особой территориально-хронологической единице — эпинсохрону, перекрывающему во времени подобные по возрасту этапы развития полициклических геосинклинальных систем.

Среди золотоносных провинций неохрона выделяются байкальские геосинклинальные системы южного обрамления Сибирской платформы, Южной Австралии, Восточной Африки; различные палеозойские складчатые сооружения Урала, Центральной Азии, Западной Европы, Восточной Австралии, восточной части Северной Америки; мезозойские системы востока Азии, Новой Зеландии, Кордильер Северной Америки; альпийская геосинклинальная система Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии; кайнозойские орогенные зоны обрамления Тихого океана. Особо следует отметить площади мезозойской и кайнозойской активизации западной части Северной Америки и восточной части Азии.

Неохрону в целом, особенно территориям с молодой (мезозойской и кайнозойской) активизацией, свойственно распространение различных групп формаций золотого оруденения: кроме золото-кварцевой и золото-сульфидной (и переходной между ними), широко развитых в пределах провинций, относящихся к ранним этапам неохрона, здесь проявлены золото-халцедон-кварцевая и золото-сульфидно-халцедон-кварцевая формации. Относительно широко развиты золото-сульфидная формация, представленная меднопорфириновыми месторождениями Северной Америки, и золото-сульфидно-карбонатная формация, приуроченная к месторождениям, залегающим в карбонатных отложениях платформенного чехла и древних пород фундамента (Северная Америка, Корея, Алданский щит). Последний формационный тип связан постепенными переходами с образованиями золото-скарновой формации, также относительно широко развитой в неохроне.

В месторождениях неохрона больше, чем в месторождениях более древних геохронов, содержится примесей вольфрама, висмута, сурьмы.

Для провинций неохрона характерна определенная «связь главного золотого оруденения орогенных этапов развития с гранитоидным магматизмом» [Шер С. Д., 1974, с. 209].

Золоторудные месторождения размещаются в пределах эв- и миогеосинклинальных структур неохрона. В структурах, сложенных вулканогенными комплексами (эвгеосинклиналях и эвгеоантиклиналях), увеличивается степень сульфидности золотых руд и роль свинца, цинка, меди. В них проявляется дополнительная комплексная золотосодержащая минерализация в колчеданных или колчеданно-полиметаллических рудах.

Наиболее молодое мезозойское и кайнозойское золотое оруденение неохрона ассоциирует с вулcano-плутоническими комплексами, чаще всего андезит-дацит-липаритовой формации. Для локализации этого оруденения главенствующую роль играют зоны разломов и особенно узлы их пересечения.

В выдающейся по своему экономическому значению Северо-Американской мезозойско-кайнозойской провинции развития

золоторудных и других месторождений отчетливо выявляется рудоконтролирующая роль глобальных широтных разломов, расположенных на дне Тихого океана и переходящих на материк. В пределах Европы и Азии подобные разломы выделить не удастся.

Кроме разломов важное рудоконтролирующее значение имеют крупные положительные пликативные структуры. Установлено, что обширные поля вулканитов несут лишь убогое золотое оруденение, важные месторождения приурочены к сравнительно небольшим площадям развития вулканических пород, и месторождения залегают в пограничных зонах с более древними породами фундамента. Благоприятными локальными рудоконтролирующими структурами подобных месторождений являются различные палеовулканические сооружения, субвулканические тела и купольные постройки.

Месторождениям неохрона (особенно связанных с вулканогенными комплексами) свойственно большое разнообразие структурных условий образования месторождений и широкие вариации размеров, пробыности и других особенностей золота, которое, как известно, «является чрезвычайно чутким индикатором характера внешней среды» [Шер С. Д., 1974, с. 209]. Для относительно молодых месторождений, мезозойских, кайнозойских и позднегерцинских, характерна низкая проба золота с переходами к электруму и кюстелиту. Часто встречается кустовое распределение золота в месторождениях вулканогенного характера, а также исключительно богатые гнезда, так называемые бонанцы. Однако подобные образования установлены и в месторождениях других геохронов.

Выяснение закономерностей распределения запасов золота в пределах главнейших и более дробных структурных элементов Земли представляет собой достаточно сложную задачу, так как сведения о запасах его как правило не публикуются. И лишь общие сведения, которые приводятся геологической службой США по капиталистическим и развивающимся странам, позволяют все же прийти к некоторым интересным выводам. Если не учитывать данных по СССР, Китаю и некоторым другим странам Европы и Азии, что существенно не изменит приведенные цифры, необходимо подчеркнуть, что из 35,5 тыс. т золота, принадлежащего на капиталистические и развивающиеся страны [Commodity Data Summarize, 1976, p. 67], около 25 тыс. (т. е. более 70 %) находится в ЮАР, а если учесть и другие страны Африки, то доля этого континента составит не менее 75 %. На Северную Америку приходится около 15 %, и лишь около 10 % — на долю остальных стран мира. Необходимо подчеркнуть еще не объясненную в должной мере резко различную золотоносность Северной и Южной Америки — удельный вес первой высок, второй — исчисляется первыми единицами процентов.

Распределение золота по глобальным мегаблокам исходя из этих цифр представляется следующим образом. Основная часть золота сосредоточена в южной части Евроафриканского мегаблока. Значительная доля запасов (10—12 %) приходится на Канадский щит, главная часть которого в настоящее время расположена на площади отрицательных значений аномалий гравитационного поля; однако, судя по его металлогеническим особенностям, можно предположить, что на древних этапах развития значительные площади Канадского щита характеризовались положительными значениями аномалий гравитационного поля.

Многие достаточно крупные золоторудные провинции находятся в пределах территории с отрицательными аномалиями гравитационного поля (Дарварская провинция Индии, Юго-Западная Австралия, о. Мадагаскар и др.), однако эти провинции содержат не более 3—4 % от суммы общих запасов капиталистических и развивающихся стран. Таким образом, можно сделать вывод, что расположенные в различных глобальных мегаблоках месторождения золота в подавляющем большинстве своем приурочены к площадям с положительными значениями аномалий гравитационного поля. Необходимо подчеркнуть чрезвычайно неравномерное распределение концентраций золота в различных структурах Земли. В истории геологического развития земной коры наблюдается достаточно четкая эволюция процессов образования эндогенных месторождений золота.

Общие данные по этой проблеме, сведенные в известной работе Ю. Г. Щербакова [1967], хорошо подкреплены приведенными выше детальными материалами по провинции Южной Африки. Однако эти древнейшие месторождения, вероятно, формировались при обязательном участии древних гранитоидов, образующих куполовидные тела, обогащавшиеся золотом в процессе ассимиляции вмещающих пород «зеленокаменных трогов». Образование месторождений «древней золоторудной формации», как ее ранее именовали, происходило уже стадийно из гидротермальных растворов.

В формировании важнейших золоторудных месторождений мезохрона, значительная часть которых имела стратиформный характер, определяющую роль играло экзогенное перераспределение золота, происходившее как механическим, так и химическим путем. Месторождения этого важнейшего для золота этапа развития Земли образовались в результате сложного взаимодействия указанного экзогенного накопления металла с последующими метаморфическими преобразованиями вмещающих толщ; последние также подвергались воздействию магматических масс, которые, по-видимому, во многих случаях привносили дополнительные количества металла. Анализом геологической обстановки в различных провинциях мезохрона

выявлено, что процессы регионального метаморфизма были определяющими при формировании месторождений золота, однако в ряде случаев месторождения этого этапа достаточно точно связываются с гранитными интрузиями (например, крупное и богатое месторождение Ашанти в Гане и другие месторождения этой провинции).

Месторождения неохрона в большинстве случаев достаточно определенно ассоциируют с гранитными интрузивами, а наиболее молодые мезозойские и кайнозойские золоторудные образования — с андезит-дацит-липаритовыми вулканоплутоническими комплексами.

Таким образом, даже из этого краткого и весьма схематичного обзора следует, что для различных геохронов характерны были различные условия формирования золоторудных месторождений и наблюдается определенная эволюция этих процессов: для наиболее древних месторождений вероятно образование месторождений в результате выноса золота из основных пород в результате процессов гранитизации, и эти явления должны быть отнесены к ультраметаморфическим, в широком понимании этого термина. Для более молодых образований мезохрона решающее значение имеют процессы экзогенного перераспределения и регионального метаморфизма и для неохрона — магматические процессы, сначала связанные с гранитными мезабиссальными интрузиями, а затем с близповерхностными интрузиями вулканоплутонических комплексов.

Запасы ртути распространены на земной поверхности очень неравномерно. Весьма крупные запасы характерны для нескольких стран, прилегающих к Средиземному морю — Испании, Италии, Югославии. На флангах этого основного региона, в котором сосредоточены главные запасы, располагаются страны со средними запасами руд этого металла (Турция, СССР, Алжир) и, наконец, большое количество мелких месторождений находится в разных странах. Таким образом, Средиземноморская область, отличающаяся сложным геологическим строением, является территорией, вмещающей основные запасы ртутных руд Земли (около 80—85 % общих запасов ртути, без СССР).

Ртутоносные провинции, являющиеся звеньями Тихоокеанского пояса и находящиеся в основном в Канаде, США, Мексике, на Филиппинах, в Японии и Индонезии, содержат лишь 10—15 % от мировых запасов капиталистических и развивающихся стран.

Ртутоносные месторождения и рудопоявления, образующие определенные провинции и районы, группируются в линейно вытянутые зоны, согласные с простираем основных складчатых и разрывных структур, характерных для регионов, в пределах которых они располагаются.

«Весьма важной закономерностью является приуроченность большинства ртутных месторождений к региональным зонам разломов, особенно к зонам глубинных разломов, т. е. разрывных структур регионального масштаба, глубокого заложения и длительного развития... ртутные пояса нередко размещаются во многих зонах складчатых систем на границах с платформенными массивами, срединными массивами и межгорными впадинами, тяготея к краевым разломам. Установлено, что особенно благоприятными для локализации ртутного оруденения являются разломы, достигающие подкоровых глубин, т. е. мантийные, часто сопровождающиеся гипербазитовыми поясами, а также более поздними посторогенными малыми интрузиями основных базальтоидных магм» [Кузнецов В. А., 1974, с. 276].

Благоприятной геологической обстановкой для формирования крупных месторождений ртути было сочетание зон глубинных разломов с пологими надвиговыми структурами; в этих условиях под непроницаемым экраном, который создавался либо надвинутыми породами, либо мощными глинами, образовавшимися в зоне надвига, в поднадвиговых, благоприятных для оруденения породах (пористых песчаниках, мелкотрещиноватых известняках, кварцитах и др.), возникли крупные рудные скопления.

В пределах главной Средиземноморской ртутоносной провинции Земли выявляется важная роль глубинных разломов, приуроченных к древним палеозойским складчатым структурам, которые испытывали затем мезозойскую и альпийскую активизацию. Возраст наиболее крупного месторождения ртути Альмадена в Испании (заключающего более половины запасов этого металла в капиталистических и развивающихся странах) герцинский [Смирнов В. И., 1978], месторождение Идрия в Югославии связано с мезозойским тектогенезом, а группа месторождений Монте-Амиата в Италии относится к месторождениям альпийского возраста. Провинции и районы в пределах Советского Союза относятся, вероятней всего, к герцинской группе месторождений (Туркестано-Алтайский или Южно-Ферганский пояс, Донбасс, месторождения Алтае-Саянской области). К мезозойским относятся месторождения Верхояно-Колымской складчатой области, Охотско-Чукотского вулканического пояса, Приморья, Забайкалья. Кайнозойскими у нас в стране являются месторождения Корякско-Камчатской области, о. Сахалина, Закарпатья, Копет-Дага, Кугитанга, Кавказа.

Для многих провинций мезозойско-кайнозойской складчатости Тихоокеанского пояса трудно точно установить эпоху возникновения ртутного оруденения. Кроме наиболее молодых месторождений, залегающих в толщах кайнозойского возраста (главным образом, третичных), здесь возможно наличие и

более древних месторождений мезозойского, а в ряде случаев и более древнего возраста. Об этом свидетельствуют соотношения, выявленные в наиболее продуктивной Средиземноморской провинции, где, судя по геологическим данным, имеются и герцинские, и мезозойские, и альпийские месторождения ртути. Каледонских и более древних месторождений не выявлено ни в одной из провинций.

Ртутные руды, по В. А. Кузнецову [1974], подразделяются на две формации: ртутную и опалитовую ртутную. Ртутная формация развита в альпийских, мезозойских и палеозойских складчатых областях, в которых отсутствует синхронный с орудением вулканизм; месторождения этой формации в ряде районов ассоциируют и парагенетически связаны с месторождениями сурьмяной, флюоритовой, свинцово-цинковой и барит-полиметаллической рудных формаций [Кузнецов В. А., 1974, с. 278].

С опалитовой ртутной формацией, развитой в областях синхронного альпийского и мезозойского вулканизма, характерна ассоциация с золото-серебряной, золото-теллуру-висмутовой, реальгаровой, серной и другими вулканогенными рудными формациями.

Сурьма с ртутью часто образует комплексные месторождения, однако в целом металлогенические особенности этого металла достаточно резко отличаются от того, что характерно для ртути. Наиболее крупные месторождения сурьмы приурочены к кремнисто-карбонатным брекчиям, образующимся в процессе внутриформационных движений (около 2/3 мировых запасов), причем около половины их составляют месторождения мезозойского возраста, примерно 12 % месторождений палеозойской группы и около 5 % — кайнозойские образования.

Наиболее крупные запасы сурьмы сосредоточены в месторождениях Китая, а также имеются в СССР, Боливии, ЮАР, Мексике, США, Австралии, Турции и Таиланде.

Кроме главной формации сурьмяных руд, указанной выше, выделяется сурьмяно-кварцевый жильный тип и золото-сурьмяно-кварцевый. Первый из них, по данным В. А. Первого [1975], составляет около 23 % от мировых запасов, а второй — около 10 %.

Особенностью месторождений сурьмы, по сравнению с ртутными, является наличие значительной группы докембрийских месторождений. Они относятся к золото-сурьмяно-кварцевожильной формации и составляют около 4 % мировых запасов этого металла. Палеозойские месторождения всех формационных групп дают около 15 % запасов, мезозойские примерно 66 % и кайнозойские также около 15 %. Крупнейшие в мире месторождения сурьмы расположены на юге Китая (Сигуаншань и многие другие). Эти месторождения приурочены к па-

леозойскому чехлу восточной окраины Южно-Китайской платформы и связаны с зонами глубинных разломов. Связь их с теми или иными интрузиями не ясна, хотя некоторые исследователи предполагают, что они ассоциируют с гранитами яншанского возраста. В ряде стран Средиземноморской области и Тихоокеанского пояса месторождения сурьмы приурочены к субвулканическим гипабиссальным комплексам кислого и среднего состава; состав их обычно сложный, и кроме сурьмяных минералов в них содержатся золото, киноварь и различные сульфосоли.

Комплексы щелочных пород специфичны в металлогеническом отношении. Рассмотрим лишь две формации, весьма важные в промышленном отношении — щелочно-ультраосновную и агапитовых нефелиновых сиенитов. Структурная позиция щелочно-ультраосновных массивов достаточно определена. Они располагаются только в областях и зонах тектоно-магматической активизации, формируются по краям платформ и приурочиваются к краевым швам со складчатым обрамлением или контролируются глубинными разломами, образующимися на стыке областей активного воздымания и погружения; часто магмоподводящие глубинные разломы осложняют сводовые поднятия.

Эта формация представлена сложными многофазными интрузиями, обычно зонально-кольцевого или концентрического строения; выявляется структурная и генетическая связь ультраосновных и щелочных пород и карбонатитовых образований. Размещение провинций ультраосновных — щелочных пород и карбонатитов показано на рисунках 27, 28.

В. И. Смирнов выделяет три основные группы карбонатитов по характеру концентрирующихся в них полезных ископаемых: 1) апатит-магнетитовые, распространенные наиболее широко. Запасы железной руды в них в ряде случаев достигают сотен миллионов тонн, запасы апатитов иногда такие же. Для этой группы характерны повышенные содержания минералов ниобия и титана;

2) редкометалльно-редкоземельные, распространенные в меньшей мере. В них концентрируются пирохлор, бастнезит, паризит, бадделейт и др. Наиболее интересны скопления пирохлора; его запасы достигают иногда десятков миллионов тонн при содержании  $\text{Nb}_2\text{O}_5$  0,3—0,4 % (Южная Африка);

3) флогопитовые, характеризующиеся скоплениями слюды по внешней границе карбонатитовых тел; запасы слюды в них велики.

К карбонатитам приурочены очень большие запасы ниобиевого сырья и крупные скопления редких земель.

Промышленное использование карбонатитов началось лишь во второй четверти нашего столетия и поэтому они изучены весьма неполно и неравномерно.

По расчетам А. А. Фролова [1975], 7 % массивов с промышленным оруденением имеют докембрийский возраст, 26,5 % палеозойский, 30,5 % мезозойский и 36 % кайнозойский.

Распределение запасов по главнейшим структурным элементам Земли дать в настоящее время невозможно, можно лишь отметить наибольшее число массивов в южной части Аф-

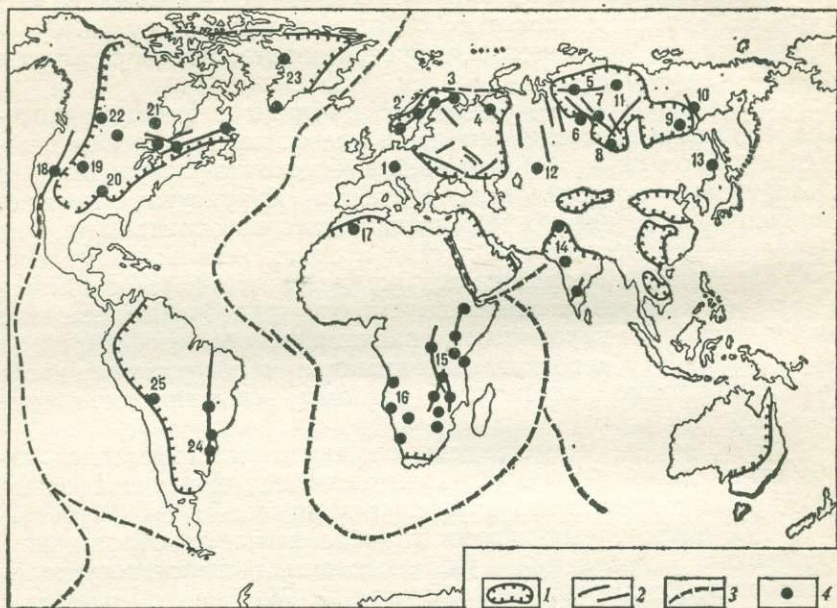


Рис. 27. Схема размещения провинций ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. По А. А. Фролову [1975].

1 — древние платформы; 2 — континентальные зоны растяжения (рифты, авлакогены); 3 — океаническая рифтовая система; 4 — массивы ультраосновных—щелочных пород и карбонатитов. Провинции: 1 — Прирейнская, 2 — Скандинавская, 3 — Карело-Кольская, 4 — Тиманская, 5 — Маймеча-Котуйская, 6 — Приенисейская, 7 — Чадобецкая, 8 — Восточно-Саянская, 9 — Алданская, 10 — Сетте-Дабанская, 11 — Куонамская, 12 — Кокчетавская, 13 — Сихотэ-Алиньская, 14 — Индийская, 15 — Восточно-Африканская, 16 — Западно-Африканская, 17 — Северо-Африканская, 18 — Невадийская, 19 — плато Колорадо, 20 — Степного Запада, 21 — Восточно-Канадская, 22 — Западно-Канадская, 23 — Гренландская, 24 — Восточно-Бразильская, 25 — Западно-Бразильская

рики и на севере Европы. Таким образом, Евроафриканская континентальная масса обладает наибольшим числом рудоносных массивов этого типа, однако благодаря открытию в Бразилии уникального по размерам месторождения пироклора Баррейру-ди-Араш Южная Америка вышла на первое место в мире по запасам ниобия. Многие месторождения находятся на востоке Азиатского континента.

Следовательно, в глобальных мегаблоках с положительными значениями аномалий гравитационного поля заключено наибольшее число карбонатитовых месторождений. Однако зна-

чительная их часть приурочена к Канадскому щиту, расположенному в основном в области слабых отрицательных аномалий.

Формация агпайтовых нефелиновых сиенитов и месторождений с ними связанных относительно редка. Кроме крупных, а иногда и уникальных скоплений апатитов (таких, как в Хибинских горах), с этой формацией связан разнообразный комплекс редких металлов. Так, по данным Е. И. Семенова [1973], для массива нефелиновых сиенитов Илимаусак в Юго-Западной Гренландии характерен комплекс редких металлов, вообще типичный для данной формации: ниобий, тантал, цирконий, гафний, титан, уран, торий, редкие земли. Хороший пример комплексных месторождений, связанных с нефелиновыми сиенитами, — рудные образования плато Посус-ди-Калдас в Бразилии. Вмещающие породы щелочных комплексов этого крупного рудного района — в основном архейские гнейсы и сланцы; магматические породы мезозойского возраста (юра—мел) представлены нефелиновыми сиенитами, фonoлитами и тингуаитами. Среди месторождений выделяются ураносодержащие циркониевые и урано-ториевые рудные образования, содержащие цирконий и редкие земли. В циркониевых рудах присутствуют гафний, титан.

Месторождения, ассоциирующие с нефелиновыми сиенитами, зафиксированы в пределах глобальных мегаблоков, отличающихся как положительными, так и отрицательными аномалиями гравитационного поля.

Из приведенных материалов следует, что явления переотложения рудного вещества имеют очень большое значение для формирования многих месторождений, которые в большинстве случаев рассматриваются как постмагматические, а иногда и магматические. Это переотложение осуществляется из осадочных, метаморфических и магматических пород и вулканических, и плутонических. Особенно большую роль эти процессы играют для образования так называемых стратиформных месторождений меди, свинца, цинка и сопутствующих им металлов. Вопросы генезиса этих месторождений, часто именуемых телетермальными, были рассмотрены нами в специальных работах [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1971; Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1974, 1976].

Месторождения, относящиеся к формации медистых песчаников и сланцев и к стратиформным свинцово-цинковым, характеризуются одной важной геологической особенностью, которая, как считает автор, имеет прямое отношение к образованию крупных в промышленном отношении интересных месторождений. Наблюдается очень большое число рудопроявлений этих формаций и весьма небольшое число промышленных, особенно крупных месторождений этого типа. Так, для Центрального Казахстана характерны мелкие рудопроявления медистых

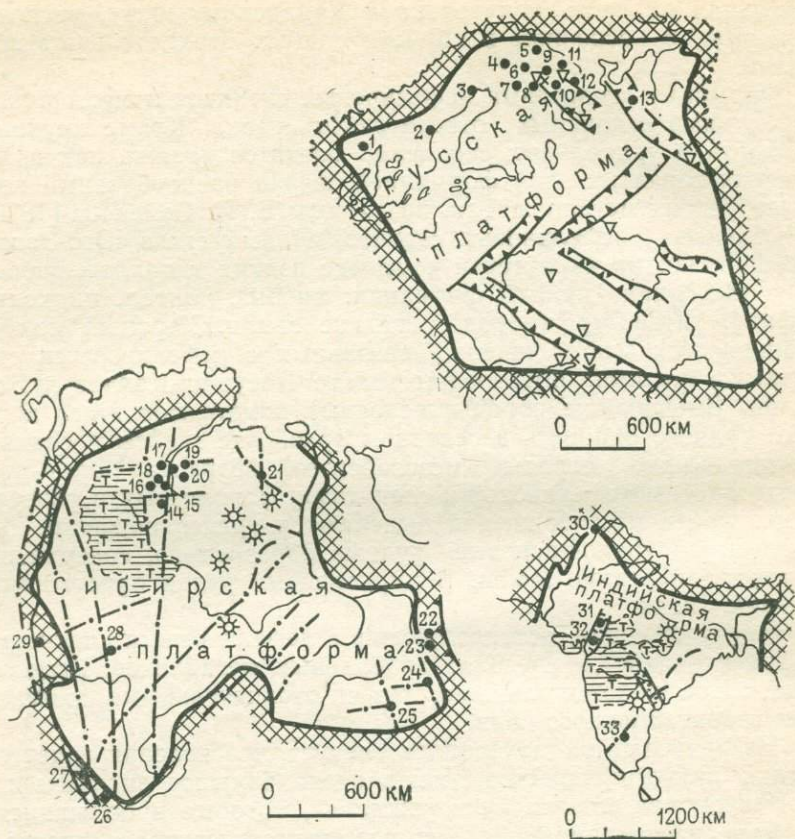
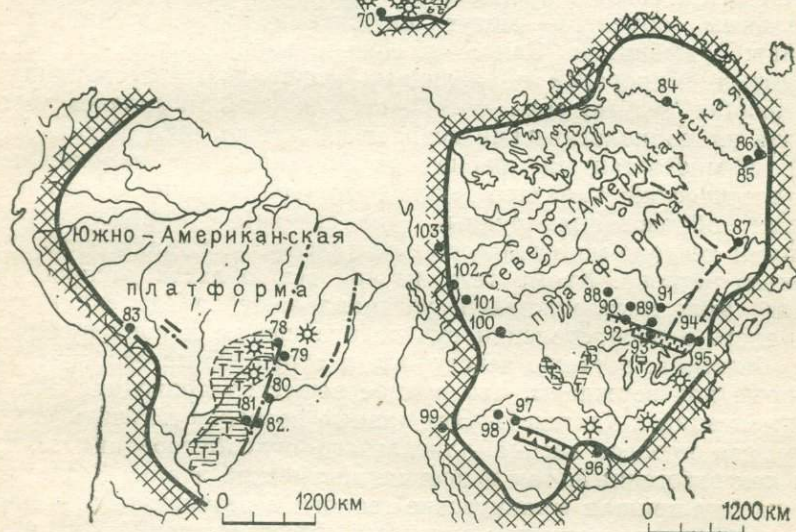
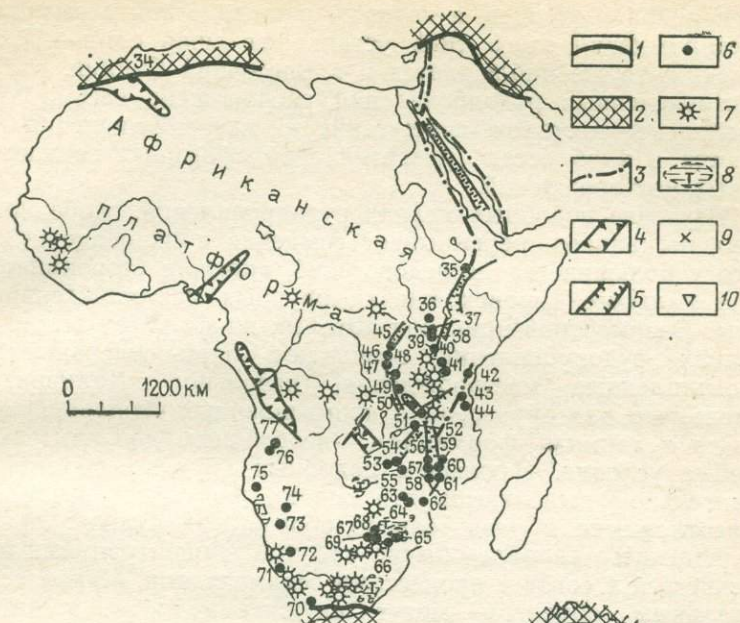


Рис. 28. Размещение массивов ультраосновных—щелочных пород и карбонатов в пределах древних платформ. По П. П. Фролову [1975].

1 — граница докембрийских платформ (по В. Е. Ханну); 2 — складчатые обрамления платформ; 3 — глубинные разломы; 4 — рифтовые зоны; 5 — авлакогены; 6 — массивы ультраосновных — щелочных пород и карбонатов; 7 — кимберлитовые трубки; 8 — траппы; 9 — щелочно-ультраосновные габброиды; 10 — трубки взрыва неопределенного состава.

Цифры на рисунке — названия месторождений.

Русская платформа: 1 — Фен, 2 — Стерней, 3 — Альнё, 4 — Сиблиярви, 5 — Себель-Ярв, 6 — Ковдорский, 7 — Вуориярви, 8 — Ковдозеро, 9 — Африканский, Лесная Варака, Озерная Варака, Салмагора, 10 — Турый мыс, 11 — Контозеро, 12 — Песочный, 13 — Косью. Сибирская платформа: 14 — Ессей, 15 — Бор-Урх, 16 — Чангит, Атырдяк, Романиха, 17 — Гули, 18 — Одихинча, 19 — Кугда, 19 — Немакит, 20 — Маган, 21 — Куонамское поле карбонатитовых трубок, 22 — Поворотный, Гек, Воин, 23 — Горно-озерский, Хамна, 24 — Ингилийский, 25 — Арбарастахский, 26 — Большезидойский, 27 — Верхнесаянский, Нижнесаянский, Большетагнинский, 28 — Чадобецкий, 29 — Енисейский. Индийская платформа: 30 — Кога, 31 — Ниванья, 32 — Амба-Донгар, 33 — Севатур. Африканская платформа: 34 — Тамазерт, 35 — Бишофту, 36 — Торор, 37 — Морото, Напак, Лолекек, Будела, 38 — Тороро, Сукулу, Секулуло, 39 — Хома, Рури, Рангва, Гиндерет, Буру, 40 — Мосоник, Ольдонньо-Ленгаи, Керимаси, Садиман, Ольдонньо-Дили, Меру, Бурко, Эссимингор, Мондули-Аруша, 41 — Уфимое, Хананг, Балангида, 42 — Мрима, 43 — Вигу, Майи-Я-Вета, 44 — Лухомbero и Пангани, 45 — Бингу, 46 — Луэш, Ниирагонго, 47 — Кавези, 48 — Каронге ?, 49 — Сангу, 50 — Нгуалла, Сонгве, Мусенси, 51 — Мбея, Начендезвая, 52 — Нкомба, 53 — Мквиши, Кешья, 54 — Калуве, Начомба, Мвамбуто, Чазвета, 55 — Негус, 56 — Муамбе, 57 — Чуара, 58 — Чандава, 59 — Маломбе, 60 — Чаумбви, Канганкунде, Палула, Мтсимукве, Найлува, Каламбо, Капири, Нсегва, Кадонгоси, Монголове, Чилва, 61 — Тундулу, Нкалонье-Матопон, Сонгве, Бангала, На-



мангали, 62 — Ксилуво, Кура, 63 — Дорова, Шава, 64 — Чизанья, 65 — Палабора, 66 — Шницкоп, 67 — Руделлаат, Дердепурт, Претория-Солт-Пэн, 68 — Гленовер, 69 — Нуитгедахт, Твиривьер, Гудини, Крюдфонтейн, 70 — Саллетеркоп, 71 — Чамайз, 72 — Бруккарос, 73 — Ондуракоруме, Калькфельд, Осонгомбо, 74 — Окорусу, 75 — Свартбойсдриф, Элембе, 76 — Логоньо, Коола, Чнанга, 77 — Байлундо, Капуйя. Южно-Американская платформа: 78 — Каталан, 79 — Араша (Баррейро), Тапира, 80 — Серроте, Итапирауана, Якупиранга, 81 — Ладжес, 82 — Анитаполис, 83 — Церро-Сапо. Северо-Американская платформа: 84 — Уманак, 85 — Греннендаль-Ика, Куанит-Тингалук, Арсук, 86 — Тунугдларфик, Квагссиарссук, Игалико, 87 — Айллик, 88 — Шри-Берт, Биг-Биверхаус, 89 — Чипмен, 90 — Прейри, 91 — Карджилл, Клей-Хоузэлл, 92 — Лэкнер, Борден, 93 — Сибрук, 94 — Оттава, 95 — Ока, 96 — Магнет-Ков, 97 — Паудерхорн, 98 — Джем-Парк, Мак-Клур, 99 — Маунтин-Пас, 100 — Роки-Бой, 101 — Айс-Ривер, 102 — Верити, 103 — Лонни (?)

песчаников и сланцев, а крупный рудный район промышленных месторождений этого типа установлен лишь один — Джеккаганский; то же наблюдается и в Восточной Сибири, где среди многочисленных рудопроявлений расположено весьма крупное Удоканское месторождение; такие же взаимоотношения наблюдаются и в областях развития стратиформных свинцово-цинковых месторождений.

Изучение подобных мелких рудопроявлений, особенно медистых песчаников, не вызывает сомнения в их осадочном генезисе у большинства исследователей, включая сторонников гидротермального происхождения крупных месторождений этого типа. Взаимоотношения, при которых на фоне огромного числа мелких рудопроявлений возникают лишь отдельные редкие промышленные месторождения, невольно наталкивают на мысль, что для образования промышленных скоплений, относящихся к данным формациям, необходимы дополнительные и особые условия. Изучением подобных крупных объектов действительно выявляются эти особые факторы, определяющие переотложение и значительное обогащение рудного вещества, обладающего вначале обычно убогими концентрациями и образующегося в связи с процессами седиментации. Наиболее показательным объектом могут служить медистые песчаники и сланцы Замбии и Заира в Центральной Африке. Наличие урановых минералов в различных минеральных ассоциациях, слагающих рудные тела этих месторождений, позволяет установить их радиологический возраст и выявить весьма длительный и многоэтапный период их формирования наложенный эпигенетический характер рудной минерализации. Отдельные стадии образования рудных тел связаны с определенными этапами тектоно-магматической деятельности, характерной для данного региона. Кроме того, изучая всю область распространения этих месторождений, устанавливают определенную зональность в распределении руд по отношению к контуру древнего бассейна, а также текстурные и структурные особенности, которые подтверждают, что рудное вещество проходило этапы седиментации и диагенеза. Эти данные позволяют прийти к выводу, что процессе весьма длительного рудообразования включал как экзогенный, так и постмагматический этапы. К такому же выводу пришли французские геологи в результате изучения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Франции [Лаффит П., 1969].

В совместной работе с Д. И. Горжевским автор пришел к выводу о том, что подобные, резко отличные по своему характеру этапы вообще характерны для крупных стратиформных свинцово-цинковых месторождений [Горжевский Д. И., Козеренко В. Н., 1971]. Таким образом, точка зрения об осадочном (иногда с участием грунтовых вод глубокой циркуляции), с одной стороны, и гидротермальном магматогенном происхож-

дении рассматриваемых важных формаций медных и свинцово-цинковых месторождений — с другой, отражает, по-видимому, лишь различные этапы весьма длительного и многостадийного формирования этих руд. В связи с этим вполне правомерно выделение особого класса руд осадочно-гидротермального происхождения.

Первый экзогенный этап может быть отделен от последующего гидротермального переотложения рудного вещества значительным интервалом геологического времени. Этот последний процесс хорошо объясняется с позиций закономерностей, подчеркиваемых рядом исследователей и, в частности, хорошо описанных Ю. А. Долговым [1965], показавшим, что внедрение интрузий в связи с повышением температур во вмещающих породах приводит к активизации поровых растворов и извлечение из вмещающих пород содержащихся в них металлов и последующего их переотложения.

Сказанное не исключает, что в определенных благоприятных условиях могут образовываться подобные месторождения в экзогенных условиях чисто осадочным путем или при участии химически активных подземных вод глубокой циркуляции.

Рассмотренный вопрос является частью весьма важной проблемы о длительности и многоэтапности формирования различных рудных месторождений, которая в последнее время затрагивалась в трудах многих исследователей: В. И. Смирнова, Г. Шнейдерхена, П. Лаффита, П. Зуффарди и др.

Со стратиформными рудными скоплениями меди, свинца и цинка закономерно связаны во многих случаях более сложные по морфологическим особенностям формации этих металлов; для свинца и цинка это типы метасоматических и жильных, для меди — жильных образований. Уже говорилось, что при формировании скарных месторождений этих металлов, судя по геологической обстановке, большую роль играют ассимиляционные процессы.

Образования более сложных по формам рудных скоплений этих металлов (метасоматических залежей, жильных тел) определяются прежде всего структурными условиями возникновения месторождений. Само их формирование может также осуществляться в течение весьма длительного времени, проходя как экзогенный этап, так и этап гидротермального магматогенного переотложения рудного вещества.

Для решения этого вопроса в отношении свинцово-цинковых месторождений большую роль играет изучение изотопного состава свинцов. Исследованиями А. И. Тугаринова [1976], проведенными в Каратау, Восточном Забайкалье, Северном Кавказе и в пределах Ферганского хребта, установлено, что очень большое значение имеют переотложения свинца. Это приводит автора к общему выводу о том, что «применяя достаточно тщательно и продуманно изотопные исследования свинца,

можно в каждом отдельном случае выявить те формации, откуда он мог быть извлечен рудоносными растворами и затем отложен в рудных залежах. Такого рода реальный источник рудного свинца всегда оказывается неподалеку от рудных месторождений» [Тугаринов А. И., 1976, с. 139].

Однако выявляются и более сложные случаи, когда свинец, поступающий с растворами на участок месторождения, имеет не один, а два или несколько источников, например, из докембрийских комплексов и рудовмещающих карбонатных толщ карбона для широко известных месторождений Миссури—Миссисипи в США. Такие же сложные случаи описываются американскими исследователями для золото-свинцовых месторождений шт. Дакоты. Особенно интересны обобщения Р. Цармана по обширной западной территории США; этим геологом было выделено три рудных территории, отличающихся характером свинца, несмотря на мезозойский возраст месторождений, типичный для всех этих регионов. Указанная «региональная зависимость отчетливо указывает на исключительно коровое происхождение свинца рудных залежей этих трех провинций и тесную связь его с толщами определенного возраста» [Тугаринов, 1976, с. 142].

Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка, а также упомянутые выше более сложные их морфологические типы развиты в равной мере в пределах мегаблоков, характеризующихся как положительными, так и отрицательными аномалиями гравитационного поля.

Этот вывод, касающийся транзитных металлов, а также другие заключения, относящиеся к месторождениям определенных металлов и их комплексов, наоборот, характерных для крупных мегаблоков определенного типа, «привязывают» рудные образования лишь к весьма крупным глобальным структурам с планетарными плотностными аномалиями. Уже отмечалось, что существенное значение для металлогенического анализа имеют также зональные аномалии подобного характера. Однако оконтуривание этих весьма крупных структурных единиц земной коры, выделяемых по совокупным геологическим, рудногеохимическим и геофизическим данным, позволяет лишь наметить общие контуры взаимосвязи эндогенной металлогении и глубинного строения Земли. Это еще не решение этой важной проблемы, а лишь подход к ней. Однако в последние десятилетия были получены важные данные о геофизической характеристике значительно более дробных структурно-металлогенических единиц. Эти материалы еще не позволяют построить общую классификацию и увязать весьма крупные закономерности, о которых уже говорилось, с геологоструктурными, геохимическими и геофизическими характеристиками этих локальных структур. Это задача будущих исследований. Однако подобные геофизические исследования весьма ценны при реше-

нии региональных структурно-металлогенических вопросов и поэтому их широко используют при составлении прогнозно-металлогенических карт отдельных областей, провинций и районов.

Главной задачей при решении проблемы взаимосвязи эндогенной металлогении и глубинного строения Земли по-видимому является тесная, органическая увязка структурно-геологических, геохимических и геофизических данных.

Вопросам соотношения глубинного и приповерхностного строения земной коры посвящены многочисленные работы и прежде всего исследования Р. М. Деменицкой, В. В. Федынского, Б. Гутенберга, И. И. Косминской, Н. А. Беляевского, Б. А. Андреева, А. А. Сорского, А. А. Борисова, Э. Э. Фотиади. Особое значение в последний период времени имеют обобщения Ф. С. Моисеенко [1971], которым разработана четырехслойная геолого-геофизическая модель земной коры с выделением вулканогенно-осадочного, гранитного, диоритового и базальтового слоев. В его труде проанализированы работы указанных выше авторов. Эта усложненная схема приближает исследователей к реальным соотношениям, наблюдаемым в земной коре, и снимает многие сделанные ранее противоречивые высказывания. Именно эта схема принимается в настоящее время многими исследователями конкретных регионов, однако и она, как это подчеркивается самим автором, «слишком упрощена». Схема базируется на соотношениях глубинного и поверхностного геологического строения многих регионов мира, в частности Центральной Европы и Азии, Кавказа, Тянь-Шаня и Памира, Урала, Северной Америки, Японии, Новой Зеландии и Восточно-Европейской платформы, Западно-Сибирской и Туранской плит и особенно подробно южного геосинклинального обрамления Сибири.

На основании анализа столь обширного и разнородного геолого-геофизического материала Ф. С. Моисеенко пришел к следующим основным выводам: мощность земной коры хорошо коррелируется лишь с новейшими структурами и за редким исключением не обнаруживает четких зависимостей от особенностей геологического развития территории; ее различия в разных регионах по мощности и основности компенсируются неоднородностями в мантии. Лишь некоторые элементы — срединные массивы, щиты, синеклизы — почти всегда отражены в мощности земной коры.

Слои земной коры, наоборот, выявляют отчетливую зависимость от типа, возраста и продолжительности геосинклинального развития. В различных регионах реагируют разные слои, но чаще всего гранитный и диоритовый. Геоантиклинальный режим обычно приводит к понижению мощности этих слоев. Соотношения между тектоникой в приповерхностных частях

и глубинной структурой нарушаются при соседстве разновозрастных, но однотипных участков, а также в зонах крупных глубинных разломов, где поднимаются диоритовый, базальтовый и даже подкоровые слои. Как в древних, так и в современных поднятиях базальтовый слой обычно утолщается, а поверхность его воздымается. Исследования Ф. С. Моисеенко [1971] позволили прийти к некоторым важным выводам о коренных проблемах теоретической геологии. Полученные данные, по мнению этого автора, дают материал для суждения о сложном механизме формирования земной коры и об источниках материала слагающих ее слои; они позволяют связывать образование базальтового слоя в основном с поступлением материала из верхней мантии, а надбазальтовых слоев — с накоплением вулканогенно-осадочных толщ, впоследствии переработанных в эпохи геосинклинального развития.

Отчетливая зависимость надбазальтовой части земной коры от особенностей строения и развития геосинклинальных структур, которые сохраняли свое относительное местоположение и подчиненность общим геологическим закономерностям на протяжении весьма длительного времени (многие периоды и даже нескольких эр) не может быть объяснена явлениями растяжения или надвигания при крупных горизонтальных перемещениях глыб земной коры или пластическим расползанием основания континентов и островов. Взаимосвязь базальтового слоя с новейшими структурами, образование которых трудно увязывать с тангенциальными перемещениями материала, также говорит не в пользу упомянутых и аналогичных им гипотез.

Выявление соотношения между глубинной и приповерхностной структурами находит наиболее полное и естественное объяснение в представлении, что земная кора является продуктом взаимосвязанных процессов осадочной, магматической и метаморфической дифференциации. К сказанному Ф. С. Моисеенко следует добавить, что изучение главнейших структурно-металлогенических единиц в континентальной и островодужной части планеты выявляет их связь с огромными глубинами, охватывающими, по-видимому, всю мантию Земли: во многих случаях удается установить их последовательное «разрастание» в течение большей части геологической истории.

Разработанные Ф. С. Моисеенко общие подходы позволили ему в работе, написанной совместно с Н. П. Есиковым [Моисеенко Ф. С., Есиков Н. П., 1974], рассмотреть металлогенические особенности Алтае-Саянской области. Эта работа и многочисленные другие исследования подобного профиля на настоящей ступени развития имеют в значительной мере методический характер и их анализ выходит за рамки вопросов, рассматриваемых в настоящей книге. Среди геофизических исследований подобного характера, начатых у нас в стране еще в конце пятидесятых годов Б. А. Андреевым, обращают на себя внимание

работы Н. А. Беляевского, Э. Н. Лишневского, А. А. Фельдмана, Н. Б. Вольфсона, В. Г. Горковец, В. Г. Хваловского, В. П. Василенко, В. К. Ключева, В. И. Яшкевич, А. А. Николаевского, М. С. Агарина, Г. И. Менакера, Е. М. Ананьева, П. С. Ревякина, В. И. Кузубного, В. Н. Любецкого, Н. Н. Дашкевич и др., проанализированные в труде А. Д. Щеглова [1976].

Особо следует упомянуть коллективный труд «Взаимосвязь металлогении и глубинного строения Карело-Кольского региона» [1977]. В пределах этого региона более 20 лет проводятся подобные геофизические исследования.

Л. Н. Овчинниковым в совместной работе с В. Д. Барановым [1974] выдвинуто понятие о стереометаллогении.

Принципы металлогенического анализа. Изложенный материал позволяет сформулировать главнейшие принципы металлогенического анализа. Часть из них уже была отмечена в работе П. Рутье [Routhier P., 1969].

Первый принцип. При металлогеническом изучении того или иного конкретного региона или района, всегда являющегося частью более крупных структурно-металлогенических единиц Земли, должен использоваться принцип последовательного приближения, базирующийся на структурно-металлогеническом сравнительном анализе с аналогичными регионами и районами (принцип «вложения»). Принадлежность к определенному глобальному мегаблоку, мегаблоку первого порядка и затем более дробным структурно-металлогеническим единицам позволяет найти наиболее близкую аналогию с более полно изученным регионом или районом, для которого расшифрованы его металлогенические особенности.

Второй принцип, или принцип историко-формационного анализа—ведущий при металлогеническом изучении отдельных провинций, зон и районов. Рудоносные геологические формации имеют историческую обусловленность и различны для главнейших геохронов Земли (археохрона, мезохрона, неохрона), а во многих случаях и для более дробных геохронологических подразделений. Их выделение, наиболее полная металлогеническая характеристика и выявление закономерностей размещения в пределах структурно-формационных зон—важнейшая задача металлогенического анализа.

Третий принцип—принцип унаследованности. Значение этого принципа подчеркивалось П. Рутье [Routhier, 1969]. Металлогеническая унаследованность может быть обусловлена обогащенностью теми или иными металлами определенных осадочных толщ или вулканогенных образований региона или района.

Обогащение осадочных толщ с последующим образованием (в ряде случаев с большим отрывом во времени) промышленных концентраций металлов играет особую роль при формиро-

вании месторождений меди и сопутствующих ей металлов, свинца и цинка с серебром, урана и ванадия.

Эффузивные комплексы в ряде случаев характеризуются повышенными содержаниями марганца, свинца и цинка, олова и др., и последующие образования месторождений этих металлов связаны с процессами переотложения элементов, рассеянных в вулканических толщах.

Унаследованность по связи с гранитами определенного типа часто определяет закономерности размещения месторождений олова и вольфрама. П. Рутье [Routhier P., 1969] приводит пример Аргентины, где сходный характер устанавливается в связи с докембрийскими, позднепалеозойскими и третичными гранитами, а пояс гранитных массивов Конго является источником касситерита и вольфрамита в осадочных толщах, а они в свою очередь впоследствии были инъецированы гранитной магмой. Этот исследователь так формулирует свой общий вывод по этой проблеме: «Постоянная геохимическая обстановка, характерная для определенных провинций, а также в определенном смысле для крупных металлогенических поясов земного шара объясняется наследованностью всех петрогенетических процессов в земной коре, имевших место в течение очень длительного геологического времени» [Routhier P., 1969].

Для многих металлов наличие месторождений определенного возраста только «венчает» длительную и обычно многоэтапную петрогеохимическую историю развития территории, заключительный этап (или этапы) которой и приводят к формированию промышленной минерализации. Расшифровка этой истории — весьма важная металлогеническая задача.

Четвертый принцип. Этот принцип П. Рутье [Routhier P., 1969] поставил на первое место. Он сформулировал его так: Металлогения и рудная геология не должны ограничиваться опытом, вытекающим из изучения хорошо известных в настоящее время типов месторождений [Routhier P., 1969]. Широко известное выявление новых типов месторождений во многих районах и возможное появление таких новых рудных формаций необходимо предполагать (либо предсказывать) именно при общем металлогеническом изучении крупных территорий. Прежде всего следует учитывать общую тенденцию, заключающуюся в том, что со временем в орбиту промышленного освоения вовлекаются все более бедные руды, имеющие, однако, крупные запасы минерального сырья.

Методы металлогенических исследований не входят в круг вопросов, рассматриваемых в настоящей работе. Они относительно недавно были обобщены и проанализированы в работе А. Д. Щеглова [1976]. Ограничимся некоторыми общими замечаниями. Успех металлогенических исследований в значительной мере зависит от их комплексности: геолого-структурные, геохимические и геофизические исследования не только необхо-

димы для полноценного металлогенического изучения различных территорий, но их проведение должно проводиться в тесной, органической увязке друг с другом.

Полноценная металлогеническая карта может быть составлена только лишь на квалифицированной тектонической основе. Однако достаточно детальные структурные подразделения должны обязательно сопровождаться литолого-петрографическими и геохимическими характеристиками слагающих ту или иную площадь осадочных, вулканогенных, метаморфических и интрузивных комплексов; составляемые сейчас общие металлогенические карты, хотя и используются в общем комплексе материалов, но недостаточны для полноценных геохимических характеристик различных территорий.

Задачей ближайших исследований должно быть установление взаимосвязи металлогении и глубинного строения Земли на различных уровнях и построение общей классификации структурно-металлогенических единиц от наиболее крупных мегаблоков земного шара до глубинных структур, характеристики которых определяют металлогенические особенности рудных провинций, районов и узлов. В настоящее время достаточно определенно очерчиваются наиболее крупные структуры и их выделение помогает расшифровать металлогенические черты этих весьма значительных по площади территорий. Кроме того, во многих случаях на основании геофизических исследований успешно выделяются локальные металлогенические единицы, однако их оконтуривание и интерпретация глубинного строения базируются еще на различных методических предпосылках. Установление общей классификации, основывающейся на единых методических подходах и охватывающей металлогенические единицы различных порядков, может быть выполнено лишь совместными усилиями геологов, в том числе рудного профиля, геофизиков и геохимиков и сведено в единую схему специалистами в области металлогении.

Необходимо выявлять тектонические режимы от наиболее крупных до локальных и соответствующие им рудно-геохимические обстановки. При этом важно выяснить характеристику рудного процесса. Для каждой подобной обстановки, привязанной к определенным единицам (например, к частным геосинклиналям, геоантиклиналям, срединным массивам и т. д.), можно, по-видимому, установить совокупность наиболее характерных рудных процессов. Именно в этой области намечаются связи металлогении с изучением самих рудных процессов, которые сейчас осуществляются различными путями. Кроме традиционных геолого-минералогических методов изучения месторождений, стали широко применяться методы сравнительного анализа природных процессов рудообразования с экспериментальными лабораторными данными (Д. С. Коржинский, А. А. Маракушев, В. В. Жариков, Н. И. Хитаров, Р. Гаррелс,

Г. Хелгессон, Г. Гуллеруд и др.), изучение включений в минералах, позволяющих во многих случаях выяснять не только температуру и давление при образовании различных минеральных рудных ассоциаций, но и характер минералообразующих растворов и геологические условия рудообразования (Н. П. Ермаков, Ю. А. Долгов, Э. Реддер и многие другие); весьма продвинулись вперед работы по изучению процессов рудного минералообразования при высоких температурах и давлениях.

В последнее время стали широко применяться математические методы при обработке геологической и геохимической информации, используемой при металлогенических обобщениях (Константинов Р. М. и др.); это позволяет более полно и объективно подойти к оценке значения различных факторов и выявить их связи между собой.

Следует заметить, что в ряде случаев при подобного рода исследованиях используются данные не только по месторождениям, но и по мелким и мельчайшим рудопроявлениям, которые характеризуют уже не рудоносность территорий, а лишь их геохимические особенности.

## ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Рудно-геохимические характеристики крупных территорий существенным образом укрепляют представление о блоковом строении земной коры и помогают достаточно определенно оконтурить эти блоки.

Не только особенности геологического строения, геофизические параметры, но и эндогенные рудно-геохимические черты большей части океанических пространств резко отделяют их от материковых областей нашей планеты.

Отсутствие рудно-геохимической специализации магматических комплексов океанов, характерной для магматических образований материков, что связано прежде всего со значительно более низкой степенью их дифференцированности, отсутствие коры материкового типа и определенные данные об ином характере мантии под большей частью площади океанов — все это отделяет океаны от материков и выделяет их в качестве основных и принципиально отличных структурных элементов земной коры.

Материковые блоки формировались в течение всей обозримой геологической истории, последовательно разрастаясь. Этот процесс, как установлено при изучении подвижных областей соприкосновения материков и океанов — островных дуг, не был однонаправленным. Образование надбазальтовых слоев земной коры сменялось их опусканиями, раздвижениями и в связи с этим осуществлялась их океанизация, однако конечным результатом все же было разрастание континентальных масс.

Интенсивная вулканическая деятельность с обычным преобладанием основных и иногда средних вулканитов осуществляется в условиях расширения, и именно океаны являются частями земной коры, в рамках которых подобные процессы вулканизма более чем на порядок превышают их интенсивность в пределах материковых масс. Наиболее активные процессы вулканизма характерны для мезозоя и кайнозоя, что объясняется резкой активизацией процессов рифтогенеза, происходящей в этот отрезок геологической истории. Это обуславливается увеличением теплового потока из недр Земли именно в мезозое, в связи с общей «волновой» его периодичностью, который достигает максимума в мелу и вновь постепенно снижается в кайнозое. В это же время формируются современные «вторичные» океанические впадины (юра—палеоген). «По всей

вероятности, образование и обновление океанических впадин, с одной стороны, и резкая глобальная активизация рифтогенеза и вулканизма — с другой, представляют разные проявления единого глубинного процесса, охватившего нашу планету в мезозое—кайнозое» [Милановский Е. Е., 1978<sub>1</sub>, с. 30].

Идея пульсации нашей планеты и связанная с ней периодичность многих, казалось бы принципиально отличных геологических процессов, выдвинутая еще в начале 30-х годов американским геологом В. Бэчером и развитая затем В. А. Обручевым и М. А. Усовым, в последнее время стали опять привлекать внимание исследователей [Каттерфельд Г. Н., 1962; Кропоткин П. Н., 1970]; наиболее подробно она рассмотрена Е. Е. Милановским [1978<sub>1,2</sub>]. Самые разнообразные факторы, проанализированные в работах этих исследователей — физические, космические, геологические, — хорошо подкрепляются данными эндогенной металлогении, особенно материалами по металлогеническому развитию геосинклинальных систем, которые, как известно, являются принадлежностью лишь материковой и островодужной частей Земли. Ранние рудоносные комплексы полноразвитых геосинклиналей с месторождениями хромитов, платины, колчеданных и медноколчеданных руд развиваются в связи с глубинными разломами в условиях расширения, а гранитные интрузивы орогенных этапов с присущим им оруденением — в условиях сжатия, что неоднократно подчеркивалось В. И. Смирновым. Закрывающие геосинклинальное развитие многих геосинклиналей излияния плато-базальтов и в ряде случаев ассоциирующее с ними медное оруденение и месторождения бора формируются уже в связи с макроколебаниями, которые осуществляются в обстановке расширения.

Таким образом, в структурно-металлогеническом развитии геосинклинальных систем определено установлены явления пульсации, хотя в целом эти зоны земной коры служат средоточием геологических процессов, связанных главным образом с явлениями сжатия и иногда весьма значительного.

Иной суммарный эффект характерен для рифтовых поясов, которые хотя и входят в мировую рифтовую систему, но наиболее типичны для океанических пространств и, более того, для площадей, удаленных от материковых масс (срединно-океанические хребты). Именно здесь наиболее ярко выражены их рифтогенные особенности. Более детальными их исследованиями выявлено, что явно преобладающее расширение подобных зон также во времени происходило неравномерно и сопровождалось фазами сжатия и регионального метаморфизма [Пейве А. В., 1975] и, таким образом, и в пределах этих структур установлены явления пульсации.

Рудно-геохимические характеристики океанической и материковой частей земной коры определенно свидетельствуют об их глубоких различиях. Предположение о том,

что океаны с их срединно-океаническими хребтами представляют собой раннюю стадию развития геосинклинальных систем, противоречит как сравнительным рудногеохимическим особенностям этих двух различных элементов земной коры, так и глубинным геофизическим параметрам. Планетарные аномалии гравитационного поля Земли в целом различны для материков и океанической части Земли. Именно эти наиболее глубинные осредненные аномалии Фая определенно свидетельствуют о различном характере мантии под материками и океанами. Огромные размеры глобальных мегаблоков (десятки миллионов квадратных километров) и горизонтальные градиенты свойственных им аномалий гравитационного поля свидетельствуют о весьма глубинных источниках, которые «могут быть распределены во всей толще мантии вплоть до границы ядра» [Артемьев М. Е., 1975, с. 194] и отвечают разному характеру всей мантии.

Данные о главнейших геолого-геофизических особенностях океанов позволяют «видеть» в них обширные области отсутствия сиалических пород, обычных для континентов, области опускания земной коры, массового проявления базальтового вулканизма и интенсивного раскалывания» [Белоусов В. В., 1975, с. 165]. Все эти признаки определенно указывают, что именно океаны относятся к площадям земной коры, в которых сосредоточены процессы, связанные с растяжением земной коры.

Материки и океаны представляют собой наиболее крупные планетарного масштаба тектонопары Земли, если применить к ним принцип новейшей глобальной кинематики литосферы [Суворов А. И., 1978].

Материалы по геологическому строению океанов позволяют выявить их геологическую историю лишь в мезозое и кайнозое; по более древним этапам их развития имеются только отдельные, отрывочные данные. Однако по ряду признаков установлены, что на площади нынешних Атлантического и Индийского океанов в ряде участков существовали материковые условия и были распространены породы материкового типа, в частности граниты. По периферии Тихого океана также происходили крупные опускания и раздвигания земной коры с частичной или полной переработкой коры и превращением ее в океаническую или кору переходного типа. По-видимому, в пределах океанов выявляются далеко зашедшие процессы, характерные и для материковых масс; на материках они наиболее типичны для площадей с отрицательными усредненными планетарными аномалиями Фая. Именно в их пределах расположена весьма крупная Западно-Сибирская низменность, этот участок «недооформившегося океана», огромная территория островов Арктического бассейна, примыкающих к Северной Америке и Гренландии, и область Великих озер востока Канады. Все это площади

незавершившейся переработки коры материкового типа, их переходы в кору океанического характера. Этим территориям свойственны интенсивное раскалывание и массовое излияние основных лав уже преимущественно в континентальных условиях — формирование трапповых серий (Сибирская и Индийская платформы, северо-восток Африки, Арктика и Северная Атлантика и др.), что также роднит эти площади с океанами.

В ряде случаев подчеркиваются различия тектоносферы материковых масс и океанических пространств. Выделение и оконтуривание глобальных мегаблоков позволяет пойти дальше: в пределах мегаблоков с отрицательными усредненными аномалиями Фая заключаются как океаны, так и площади материков с отрицательными аномалиями; последние представляют собой континентальные массы, в которых кора имеет неполно развитый материковый характер — магматические породы, слагающие ее, значительно меньше дифференцированы, чем на площадях с положительными аномалиями, что существенным образом сказывается на особенностях эндогенной металлогении этих разных территорий.

Итак, в единые контуры включаются территории с весьма слабой (океанические пространства) и неполной (материковые массы с отрицательными усредненными аномалиями Фая) дифференцированностью магматических комплексов; им противостоят площади, в которых дифференцированность магматических серий выражена весьма совершенно. Эти различные по геологическим и металлогеническим особенностям территории связаны, по-видимому, с мантией различного характера и, следовательно, их отличительные черты определяются типами процессов, обусловленных глубинными сферами Земли, вероятно, охватывающими всю мантию. Здесь уместно напомнить основной вывод А. П. Виноградова [1962] о том, что химическая эволюция Земли поддерживается и регулируется грандиозным и непрерывным процессом радиального выплавления и дегазации вещества мантии.

Необходимо прийти к выводу, что эти процессы по-разному осуществляются в пределах глобальных мегаблоков с положительными и отрицательными усредненными аномалиями Фая.

В различных гипотезах мобилизма очень большое значение придается астеносферному слою — пластической зоне (слою пониженных скоростей распространения сейсмических волн), по которому якобы происходит горизонтальное перемещение на огромные расстояния относительно тонких литосферных плит. Последние геофизические данные определенно свидетельствуют о том, что астеносфера развита повсеместно и фиксируется на весьма различных глубинах. Под кратонами до глубин в 400—600 км она отсутствует, а местами лишь весьма

слабо выражена. Необходимо также учитывать, что температура в верхней мантии под кратонами на сотни градусов ниже температуры на тех же глубинах под океанами, что определяет совершенно различную вязкость под этими разными структурными элементами земной коры. Уже эти факты делают совершенно иллюзорными представления о весьма значительных горизонтальных перемещениях тонких литосферных плит по астеносферному слою. Все данные геолого-металлогенического анализа крупных территорий свидетельствуют о том, что эти их черты связываются с особенностями очень больших глубин Земли; все разновидности мобилизма, хотя этого или не хотят их авторы, отрывают явления, происходящие в верхних горизонтах Земли, от процессов глубинных сфер земного шара; новые данные, наоборот, все больше подтверждают, что тектонические и металлогенические процессы, происходящие в приповерхностных горизонтах, тесно связаны с особенностями весьма глубоких частей планеты.

Среди мобилистских концепций наибольшим распространением пользуется (особенно за рубежом) гипотеза, известная под названием «новой глобальной тектоники», или «тектоники литосферных плит». Свойственные этой гипотезе глобальный подход, чрезвычайная простота построений и кажущаяся их стройность привлекают к ней многочисленных сторонников, в том числе и некоторых лиц, занимающихся проблемами металлогении.

Эта концепция постулирует неизменность объема Земли и ее радиуса на протяжении всей геологической истории. Горизонтальное растяжение и образование в результате его новой коры в рифтовых зонах океанов (спрединг) компенсируются сжатием и погружением корового материала в геосинклинальных поясах, якобы обязательно находящихся на границе материков и океанов и развивающихся на океанической коре (субдукция). Возможность применения этой гипотезы к проблемам металлогении достаточно подробно и всесторонне рассмотрена В. И. Смирновым [1975, 1977], и вряд ли следует повторять основные выводы его убедительной критики. Отметим лишь, что если растяжение и образование новой коры, по-видимому, действительно имеют место на площади океанов, то так называемая «субдукция» представляет собой скорее умозрительное заключение, связанное с постулатами гипотезы, а не с анализом необходимого фактического материала.

Гипотеза «тектоники литосферных плит» возникла на материалах геологии так называемых «молодых», «вторичных» океанов, в первую очередь Атлантического, и в объяснении формирования подобных океанических впадин и заключается основное «рациональное зерно» этой концепции [Милановский Е. Е., 1978<sub>1</sub>]. Современная металлогения относится к материковым

и островодужным областям Земли, и упомянутая гипотеза к этим территориям не приложима.

Рассматривая конкретные геотектонические обстановки формирования эндогенных месторождений, В. И. Смирнов [1977] заключает, что «никаких признаков так называемой «субдукции» при этом не обнаруживается. Рассуждения о том, что все разнообразие магматических пород и эндогенных рудных месторождений возможно объяснить исключительно по способу заталкивания океанических плит под континенты, относится к категории фантастических. Это не должно уводить нас в сторону от анализа реальных геолого-исторических условий развития как магматизма, так и металлогении».

Одна из важнейших закономерностей тектоно-металлогенической эволюции Земли — выделение крупных этапов формирования ее внешней геосферы, которые, по-видимому, являются выражением общего развития нашей планеты как космического тела.

Выделение подобных трех крупнейших геохронов связано прежде всего с именем Г. Штилле; мы их именовали в соответствии с терминами А. Н. Мазаровича археохроном, мезохроном и неохроном. Крупнейшие отрезки тектоно-металлогенического развития в свою очередь делятся на тектоно-металлогенические эры, эпохи и фазы. В подобной периодизации отражены две важнейшие закономерности: необратимое поступательное развитие и цикличность. Материалами по эндогенной металлогении определенно подтверждается, что главнейшей закономерностью является необратимое поступательное развитие, а цикличность как бы накладывается на общий ход тектоно-металлогенического развития, усложняя его.

Таким образом, развитие и в данном случае осуществляется по общему закону материалистической диалектики — закону спирали.

Отметим, что эта важнейшая закономерность не находит никакого объяснения с точки зрения гипотезы «тектоники литосферных плит», постулирующей, в противоречие с имеющимся материалом, по существу говоря, механически однообразное, эволюционное развитие земной коры.

Весьма существенным образом в металлогенических особенностях Земли сказывается ее диссимметрия — существенные различия ее Тихоокеанского и Атлантического сегментов; это подчеркнуто прежде всего В. И. Вернадским, а затем подробно освещено в работах А. Д. Архангельского, Н. С. Шатского и многих других исследователей.

Для Тихоокеанского сегмента, в отличие от Атлантического, характерна ярко выраженная мезозойская (тихоокеанская, яньшанская) эпоха активных тектонических движений и значительно меньшая контрастность между тектоническими движениями в геосинклинальных структурах и площадях тектоно-

магматической активизации на платформах и в областях завершенной складчатости: в связи с этим в некоторых крупных областях (Верхояно-Колымская система) весьма слабо проявлены эвгеосинклинальные структуры. Только в пределах Тихоокеанского сегмента развита крупная область самых молодых на Земле активных геосинклинальных процессов. Эта «живая» геосинклинальная область занимает большие пространства в западной части Тихого океана. Для этого последнего сегмента характерна также полициклическая рудная минерализация (палеозой—кайнозой), очень интенсивный позднемезозойский—кайнозойский вулканизм, с которым связано разнообразное вулканогенное оруденение и широкое развитие областей и зон тектоно-металлогенической активизации.

Теоретическим фундаментом современной металлогении должна быть комплексная наука, в которой осуществлялось бы полное взаимопроникновение геологических, геохимических и геофизических данных. Эту еще не созданную науку В. В. Белоусов предложил назвать геонимией.

Тектонической базой металлогенических построений является геосинклинально-платформенная теория, проанализированная в общих и региональных трудах по геотектонике [Хаин В. Е., 1971, 1973; Белоусов В. В., 1975; и др.]. Эта теория возникла более ста лет тому назад в США в связи с исследованиями Дж. Холла, а затем Дж. Дэна. Позднее, на рубеже XIX и XX столетий она была значительно развита важными работами М. Бертрана и Э. Ога, затем Г. Штилле, Э. Аргана, Р. Штаубе, С. Н. Бубнова, Ч. Шухерта, А. Грэбо, М. Кея, Ж. Обуэна. После тридцатых годов нынешнего века особенно большой вклад в разработку этой теории, которая постепенно переросла в учение о развитии земной коры, внесли советские ученые, и прежде всего А. Д. Архангельский и Н. С. Шатский; большую роль в ее разработке сыграли работы В. В. Белоусова, представившего наиболее полную схему развития геосинклиналей, А. В. Пейве, развившего весьма важные представления о глубинных разломах и в совместной работе с В. М. Синицыным показавшего последовательные стадии геосинклинального процесса, работы А. Л. Яншина, В. М. Муратова, В. Е. Хаина, Ю. М. Шейнманна, Е. Е. Милановского.

Большое значение, особенно в свете тех проблем, которые рассматривались в настоящей работе, сыграли также теоретические труды металлогенического профиля, и прежде всего обобщения Ю. А. Билибина, В. И. Смирнова, Г. А. Твалчредидзе.

Среди ныне существующих тектонических построений обычно выделяют представления фиксистов и мобилистов. Концепция, изложенная в настоящей работе, которая, как считает автор, естественно вытекает из анализа материалов по геологи-

ческим закономерностям размещения эндогенного орудения с учетом некоторых важных данных по геохимии и геофизике, весьма далека от любых разновидностей мобилистских построений, но и не является строго фиксистской. Представление о блоковом строении земной коры, о принципиальных отличиях океанических пространств и материковых масс, о пульсациях и некотором расширении Земли, является, как думает автор, альтернативой крайним представлениям как мобилизма, так и фиксизма.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Артемов М. Е. Осредненные аномалии Фая — источник информации о неоднородности в мантии Земли. — Бюллетень МОИП. Отделение геологическое, 1965, т. 40, № 5, с. 93—105.
- Белевцев Я. Н. Современные проблемы эндогенного рудообразования. — В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев, Наукова думка, 1972, с. 6—32.
- Белоусов В. В., Рудич Е. М. О месте островных дуг в развитии структуры Земли. — Сов. геология, 1960, № 10, с. 3—23.
- Билибин Ю. А. Общие принципы регионального металлогенического анализа. — Избр. труды. М., Изд-во АН СССР, 1961, т. 3, с. 16—60.
- Билибина Т. В. Основные черты металлогении щитов и областей их активизации. — В кн.: Проблемы региональной металлогении. Л., ВСЕГЕИ, 1973, № 191, с. 41—61.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Шират Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданных провинций. М., Недра, 1977. 153.
- Власов Г. М., Василевский М. М. Металлогенические особенности Курило-Камчатской дуги. — В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 574—582.
- Войткевич Г. В. и Лебедько Г. И. Полезные ископаемые и металлогения докембрия. М., Недра, 1975. 230 с.
- Вулканизм и рудообразование. /Под ред. Тацуо Гацуми. Пер. с англ. — М.: Мир, 1973. — 254 с.
- Геологическое развитие Японских островов /Под ред. М. Масао, Г. Масао, Ф. Мицуо. Пер. с англ. М., Мир, 1968. — 719 с.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений /Фаворская М. А., Томсон И. Н., Баскина В. А. и др. М., Недра, 1974. 193 с.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О необратимом характере геологического и металлогенического развития земной коры. — В кн.: Тектоника, магматизм и закономерности размещения рудных месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 137—149.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965. 300 с.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О происхождении стратиформных свинцово-цинковых месторождений. — Сов. геология, 1971, № 7, с. 31—46.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. И., Гинзбург А. И. Тектоно-металлогенические типы областей активизации. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 11. М., Наука, 1975, с. 64—73.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в рудообразовании. М., Наука, 1968, с. 175—184.
- Домарев В. С. Рудные формации как историко-геологические образования. — Геология рудных месторождений, 1968, № 4, с. 17—28.
- Домарев В. С. Роль метаморфизма в размещении рудных месторождений. — Труды ВСЕГЕИ, 1973, № 191, с. 137—151.
- Захаров Е. Е. Опыт металлогенического районирования Европы. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 504—509.
- Земля. Введение в общую геологию. Пер. с англ., М., Мир, 1974, т. 1, 392 с. Т. 2, 398—845.
- Ильин К. Б. Региональная металлогения СССР. М., Недра, 1974. 237 с.
- Ицксон М. И. Связь металлогенических провинций с вулканогенными поясами, крупными геотектоническими элементами и типами земной коры (на

примере Тихоокеанского кольца).— В кн.: Проблемы региональной металлогении. Труды ВСЕГЕИ. Л., 1973, с. 102—120.

*Казанский В. И.* Структурные условия локализации постмагматического оруденения на активизированных платформах. М., Наука, 1968, с. 271—279.

*Казанский В. И.* Металлогения докембрия.— Природа, 1973, № 1, с. 6—7.

*Казанский В. И., Лаверов Н. П., Тугаринов А. И.* Эволюция уранового рудообразования. М. Атомиздат, 1978. 208 с.

*Карпова Е. Д.* Металлогения областей тектоно-магматической активизации.— В кн.: Проблемы региональной металлогении.— Труды ВСЕГЕИ, 1973, № 191, с. 62—101.

*Каттерфельд Г. Н., Чарушкин Г. В.* Глобальная трещиноватость Земли и других планет.— Геотектоника, 1970, № 6, с. 3—12.

*Ковалев А. А.* Проблемы мобилистской геотектоники и металлогении. М., ВИЭМС, 1973. 44 с.

*Козеренко В. Н.* Некоторые вопросы эндогенной металлогении.— Сборник Львовского геол. об-ва, 1954, № 1, с. 227—251.

*Козеренко В. Н.* Значение структурно-фациальных зон для металлогенического анализа на примере Восточного Забайкалья. В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1959, т. III, с. 16—26.

*Козеренко В. Н.* О первичной горизонтальной зональности эндогенных месторождений.— В кн.: Труды конференции по проблемам постмагматического рудообразования, т. 1. Прага, Изд. Чехословацкой АН, 1963, т. 3, с. 109—113.

*Козеренко В. Н., Лазько Е. М.* К вопросу о геологических условиях формирования гранитоидов.— Геологический сб. Львовского геол. об-ва, 1956, № 2—3, с. 114—121.

*Кормилицын В. С.* Мезозойская металлогения Забайкалья.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 4, Полезные ископаемые. М., Недра, 1968.

*Котляр В. Н.* Проблема рудоносности вулканогенных формаций.— Сов. геология, 1967, № 11, с. 104—111.

*Крейтер В. М.* Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых, ч. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960. 332 с.

*Кривцов А. И., Самонов И. З., Шабаршов И. Я.* О продуктивности различных металлогенических эпох для колчеданного оруденения.— «Геология рудных месторождений», 1978, № 1, с. 97—102.

*Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964, с. 7—16.

*Кузнецов В. А.* Генетические группы и формации эндогенных рудных месторождений и их значение для металлогенического анализа. В кн.: Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1966, с. 7—18.

*Кузнецов В. А.* Месторождения ртути.— В кн.: Рудные месторождения СССР, т. 2. М., Недра, 1974, с. 274—318.

*Кушнарев И. П.* Глубины образования эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1969. 152 с.

*Лаверов Н. П.* Условия формирования гидротермальных месторождений в континентальных вулканических поясах.— Минеральные месторождения.— В кн.: Труды Международного геол. конгресса XXIV сессия. М., Наука, 1972, с. 34—45.

*Лазько Е. М.* Региональная геология СССР.— М.: Недра, 1975, т. 1—334 с., т. 2—464 с.

*Лаффит П.* Металлогения Франции.— Вестник МГУ. Геология, 1969, № 1, с. 26—41.

*Лугов С. Ф.* (ред.). Основные типы оловорудных районов. М., Недра, 1976. 232 с.

*Магакьян И. Г.* Металлогения.— М.: Недра, 1974.— 304 с.

*Маракушев А. А.* Миграционная способность и геохимическая систематика металлов.— Вестник АН СССР, 1972, № 6, с. 46—51.

*Маракушев А. А.* Парагенезисы рудных металлов. Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 4 (петрография). 547 с.

- Маракушев А. А.** Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, с. 145—164.
- Милановский Е. Е.** Некоторые закономерности тектонического развития и вулканизма Земли в фанерозое (проблемы пульсации и расширения Земли).— Геотектоника, 1978, № 6, с. 3—16.
- Милановский Е. Е.** Пульсация и расширение Земли — возможный ключ к пониманию ее тектонического развития и вулканизма в фанерозое:— Природа, 1978, № 7, с. 22—34.
- Моисеенко Ф. С.** Взаимосвязь глубинного и приповерхностного строения земной коры. Новосибирск, Наука, 1971. 88 с.
- Нехорошев В. П.** Закономерности распределения рудных месторождений Алтая.— Сов. геология, 1948, № 29, с. 25—41.
- Овчинников Л. Н., Баранов В. Д.** Проблема стереометаллогении.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза.— Алма-Ата: Наука, 1974, с. 51—71.
- Основы тектоники Китая.**/Под ред. Н. В. Тупицына. Пер. с китайск. М.—И., Госгеолтехиздат, 1962.— 528 с.
- Павловский Е. В.** Происхождение и развитие земной коры материков.— Геотектоника, 1975, № 6, с. 3—14.
- Пейве А. В.** Тектоника Срединно-Атлантического хребта.— Геотектоника, 1975, № 5, с. 3—17.
- Перваго В. А.** Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. М., Недра, 1975.— 272 с.
- Петрушевский Б. А.** Вопросы геологической истории и тектоники Восточной Азии.— М., Наука, 1964.— 300 с.
- Петрушевский Б. А.** К проблемам геологии Гималаев.— Бюллетень МОИП. Отд. геол., т. VIII (1), 1973, с. 13—29.
- Покалов В. Т.** Геологические предпосылки прогнозирования и оценки месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых, т. 1. М., Недра, 1977, с. 18—35.
- Радкевич Е. А.** К вопросу об унаследованности минерализации и эволюции металлогенического развития.— В кн.: Очерки по геологии и геохимии рудных месторождений. М., Наука, 1970, с. 25—33.
- Рудные месторождения СССР.**/Под ред. акад. В. И. Смирнова. 1-е изд. М., Недра, 1974, т. 1—328 с., т. 2—392 с., т. 3—472 с.; 2-е изд. М., Недра, 1978, т. 1—352 с., т. 2—399 с., т. 3—496 с.
- Рудные месторождения США.**/Пер. с англ. Под ред. акад. В. И. Смирнова. М., Мир, 1972, т. 1—660 с.; 1973, т. 2—636 с.
- Рундквист Д. В.** Эволюция рудообразования во времени.— В кн.: Геологическое строение СССР, т. 4. М., Недра, 1969, с. 303—832.
- Сатпаев К. И.** Избранные труды, т. 3. Алма-Ата, Наука, 1968.— 313 с.
- Семененко Н. П.** Металлогенические эпохи и карта прогноза рудных месторождений УССР.— В кн.: Металлогенические и прогнозные карты. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, с. 74—79.
- Семененко Н. П.** Металлогения докембрийского щита и складчатых зон Украины.— В кн.: Металлогения докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Наукова думка, 1960, с. 5—29.
- Семенов А. И.** Структурно-металлогенические зоны.— В кн.: Общие принципы регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 111—128.
- Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т.** Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1967, т. 8, с. 55—78.
- Синицын В. М.** Сналь—Историко-генетические аспекты. Л., Недра, 1972. 167 с.
- Синицын Н. М.** О тектонике докембрия.— Вестник МГУ. Сер. геол. и геогр., 1956, вып. 1, № 6, с. 3—11.

- Смирнов В. И.* Металлогения геосинклиналей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 5. М., Наука, 1962, с. 17—81.
- Смирнов В. И.* Очерки металлогении.— М.: Недра, 1963.— 164 с.
- Смирнов В. И.* Геология полезных ископаемых. М., Недра, 1965, 687 с.
- Смирнов В. И.* Металлогения и источники рудообразующих веществ.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 9. М., Наука, 1970, с. 5—19.
- Смирнов В. И.* Фактор времени образования стратиформных рудных месторождений.— Геология рудных месторождений, 1970, № 6, с. 3—15.
- Смирнов В. И.* О металлогении океана.— Геология рудных месторождений, 1975, № 1, с. 3—13.
- Смирнов В. И.* Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, с. 5—11.
- Смирнов В. И.* Проблемы геотектоники и эндогенного рудообразования.— Вестник МГУ, 1977, № 5, с. 14—26.
- Смирнов В. И.* Металлоносность варисцид Центральной и Западной Европы.— Геология рудных месторождений, 1978, № 1, с. 84—97.
- Смирнов С. С.* Некоторые общие вопросы изучения рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1946, № 5, с. 17—34.
- Смирнов С. С.*— Избранные труды. М., Изд-во АН СССР, 1955. 192 с.
- Смирнова Т. А.* Формации хромитовых месторождений.— В кн.: Принципы прогноза и оценки месторождения полезных ископаемых, т. 2. М., Недра, 1977. 216 с.
- Солодов Н. А.* Редкие металлы в пегматитах зарубежных стран.— В кн.: Редкие элементы. М., изд. ИМГРЭ, 1971, № 2, с. 40—45.
- Старицкий Ю. Г.* Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Наука, 1958, 532 с.
- Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962, т. 1—212 с.; т. 2—574 с., т. 3—550 с.
- Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.— 535 с.
- Суворов А. И.* Новейшая глобальная кинематика литосферы (на основе региональных тектонопар).— Геотектоника, 1978, № 2, с. 3—18.
- Твалчрелидзе Г. А.* Основные черты эндогенной металлогении Грузии. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 7—36.
- Твалчрелидзе Г. А.* Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей (на металлогенической основе). М., Недра, 1966. 176 с.
- Твалчрелидзе Г. А.* О главнейших металлогенических эпохах Земли.— Геология рудных месторождений. 1970, № 1, с. 22—26.
- Твалчрелидзе Г. А.* Рудные провинции мира (Средиземноморский пояс). М., Недра, 1972. 344 с.
- Тейхерт К.* Австралия и Гондвана.— В кн.: Вопросы геологии Австралии. М., Мир, 1965, с. 89—112.
- Тектоника Африки/Под ред. Ю. Шуберт и А. Фор-Мюре).* М., Мир, 1973. с. 541.
- Томсон И. Н., Фаворская М. А.* О типах очаговых структур и связи с ними оруденения.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 10. М., Наука, 1973, с. 49—65.
- Топунова Г. А.* Некоторые закономерности размещения бериллиевых месторождений в пределах Северо-Американского континента.— В сб.: Редкие элементы. М., ИМГРЭ, 1972, № 7, с. 128—160.
- Тугаринов А. И.* О причинах формирования рудных провинций.— В кн.: Химия земной коры, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1968. 153 с.
- Тугаринов А. И.* Изотопы и источник рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., Наука, 1976, с. 121—144.
- Тугаринов А. И.* Эволюция рудообразования в истории Земли.— Вестник МГУ. Сер. 14. Геология, 1977, № 5, с. 57—66.

Тугаринов А. И., Войткевич Г. В. Докембрийская геохронология материков. М., Недра, 1970. 431 с.

Туровский С. Д. Некоторые особенности эндогенной металлогении в геологической истории развития Земли.— Науч. тр./Ин-т геол. АН КиргССР, 1955, вып. 6, с. 3—37.

Фаворская М. А. Проблемы связи оруденения с магматизмом.— В кн.: Геохимия, минералогия, петрография. М., Наука, 1969, с. 55—83.

Фаворская М. А. Некоторые металлогенические аспекты проблемы магматических очагов.— В кн.: Магма малоглубинных камер. М., Наука, 1970, с. 156—168.

Фаворская М. А. Проблемы глобальной металлогении.— Природа, 1973, № 1, с. 5—6.

Фогельман Н. А. Развитие сводово-глыбовых структур и их роль в размещении эндогенных месторождений.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 11. М., Наука, 1975, с. 74—80.

Фолинсби Р. Э. Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные и центросферные.— В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М., Наука, 1972, с. 253—268.

Формозова Л. Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М., Наука, 1973. 172 с.

Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975. 160 с.

Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., Недра, 1971. 548 с.

Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. М., Изд-во АН СССР, 1963. 119 с.

Шатский Н. С. О марганцесодержащих формациях и о металлогении марганца.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1954, № 4, с. 3—37.

Шатский Н. С. Геотектоническая закономерность распределения эндогенных рудных месторождений.— Изв. вузов. Геол. и разв., 1960, № 11, с. 9—18.

Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., Недра, 1968, 231 с.

Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность.— Бюлл. МОИП. Геол., 1973, № 5, с. 5—28.

Шер С. Д. Металлогения золота/Северная Америка, Австралия и Океания./ М., Недра, 1972. 295 с.

Шер С. Д. Металлогения золота/Евразия, Африка, Южная Америка./ М., Недра, 1974. 255 с.

Шипулин Ф. К. О связи некоторых типов гидротермального оруденения с глубинными магматическими очагами.— В кн.: Связь поверхностных структур земной коры с глубинными.— Киев.: Наукова думка, 1971, с. 254—262.

Шипулин Ф. К., Казанский В. И. Оловянный пояс Боливийских Кордильер.— Геология рудных месторождений, 1972, № 3, с. 3—18.

Щеглов А. Д. О сравнительном изучении рудных месторождений при металлогенических исследованиях.— Геология рудных месторождений, 1960, № 4, с. 31—40.

Щеглов А. Д. Металлогения областей автономной активизации. М., Недра, 1971, с. 332—346.

Щеглов А. Д. Основные особенности металлогении срединных массивов.— В кн.: Сборник научных трудов ЛГИ. Л., 1971, с. 18—30.

Щеглов А. Д. Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976. 296 с.

Щерба Г. Н. Об одном из возможных принципов анализа металлогении региональных подвижных зон.— Геология и геофизика, 1965, № 5, с. 3—18.

Щерба Г. Н. Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение. Т. 1. Алма-Ата, 1972, 217 с.

Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М., Наука, 1967. 268 с.

Яковлев Г. Ф. Рудоносные вулканогенные структуры эвгеосинклиналией.— Вест. МГУ. Сер. геол., 1976, № 6, с. 3—26.

Яковлев Г. Ф., Хисамутдинов М. Г., Демин Ю. И. Полигенность и поли-

хронность колчедано-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Геология рудных месторождений, 1975, № 3, с. 66—77.

*Bailey D. K.* The Mid-Zambezi—Luangwa rift and related carbonatite activity.— *Geol. Mag.*, N 4, 1961, p. 277—285.

*Banerjee A. K.* On the genesis of copper—sulphide, apatite—magnetite and uraniferous veins along part of the Singbhum shear zone. Bihar, India.— In: International Geological Congress Report, 22nd Session, India, New Delhi, Sect. 5, 1964, p. 281—282.

*Cohen L.* Igneous activity and mineralization episodes in the evolution of the Kibarida and Katangide Orogenic Belts of Central Africa. In: African magnetism and tectonics.— Edinburgh, 1970.

*Chantraine J., Radelli L.* Tectono-mineralogical units of the basement of Madagascar.— *Econ. Geol.*, vol. 65, N 6, 1970, p. 690—699.

*Clifford T. N.* The Damaran episode in the Upper Proterozoic—Lower Paleozoic structural history of Southern Africa.— *Geol. Soc. America, Spec. Paper*, N 92, 1967.

*Clifford T. N.* The structural framework of Africa. In: African magmatism and tectonics./Ed. by T. Clifford and L. Gass.— Edinburgh, 1970.

*King Ph. B.* The North American Cordillera.— *Can. Inst. Met. Special*, vol. 8.— Montreal, 1966.

*Kutina J.* Hydrothermal ore deposits in the Western United States: a new concept of structural control of distribution.— *Science*, vol. 165, 1969, p. 1113—1119.

*Lazinska P.* Development of non-ferrous metal deposits in geological time.— *Can. J. Earth Sci.*, vol. 10, N 1, 1973.

*McConnel R. B.* The East African Rift System.— *Nature, Geol. Bul.*, vol. 215, N 5101, 1967.

*Pelletier R. A.* Mineral resources of South-Central Africa. Cape Town. Oxford Univ., 1964.

*Pereira J., Dixon C. D.* Evolutionary trends of ore deposition.— *Transactions of the Institute of Mining and Metallurgy 1964—1965*, p. 505—527.

*Pettijon F. T.* The Archean of the Canadian Shield.— *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1972, vol. 135, N 1.

*Routhier P.* Les gisements Metalliferes. vol. 1—11.— Paris, 1963.

*Routhier P.* Sur trois principes generaux de la metallogenie et de recherche minerale.— *Miner. Deposits*, 1969, vol. 4, N 2, p. 213—218.

*Sillitoe T. H.* Relation of metal provinces in Western America to subduction of oceanic lithosphere.— *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1972, vol. 83, N 3, p. 813—817.

*Solomon M., Groves D. J., Klominsky J.* Metallogenic provinces and districts in the Tasman orogenic zone of Eastern Australia.— *Proc. Australia Inst. Mining and Metallurgy*, N 242, 1972.

*Stille H.* Geotektonische Gliederung der Erdgeschichte.— Berlin, 1944.

*Tomaszewski J. B.* Provincia cynomosna gorney Madeiry (Brazylia).— *Bull. Inst. Geol. Warszawa*, 1973, N 264, S. 261—280.

*Turneure F. S.* The Bolivian tin-silver province.— *Econ. Geol.*, 1971, vol. 66, N 2, p. 215—225.

*Viljoen R. P., Saager R., Viljoen M. J.* Some thoughts on the origin and processes responsible for the concentration of gold in the Early Precambrian of Southern Africa.— *Miner. Deposita*, vol. 5, N 2, 1970.

*Viljoen M. J., Viljoen R. P.* Archaean vulcanicity and continental evolution in the Barberton Region. Transvaal. In: African magmatism and tectonics./Ed. T. Clifford L. Gass.— Edinburgh, 1970.

## ПРЕДМЕТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

- Азиатско-Австралийский глобальный мегаблок 157—174, 206
- Алданская платформа 141, 142
- Американо-Гренландский глобальный мегаблок (континентальная масса) 175, 194—200, 207
- Американский глобальный мегаблок (континентальная масса) 176—194, 206
- Археохрон 14, 15, 22—24, 84, 85, 87, 90, 92, 93, 96, 100, 105, 109, 189, 201, 208, 240, 241, 259, 270
- Геологические рудоносные формации (формационный анализ) 13, 20, 119, 120
- Главнейшие геохроны Земли (археохрон, мезохрон, неохрон) 14, 15, 22, 84, 259, 270
- Глобальная рудно-петрографическая (рудно-геохимическая) зональность 7
- Глобальные мегаблоки (континентальные массы) 5, 7, 18, 22, 119—122, 131, 200, 207, 208, 209, 210, 250, 259, 268
- Гондвана 43, 52
- Гранитизация 66, 85, 86
- Евроафриканская континентальная масса (глобальный мегаблок) 131—140, 146, 147, 155, 205, 250
- Зачаточно-геосинклинальные структуры 104
- Зеленокаменные пояса 87, 88, 89, 90, 92
- Классификация металлов по В. Гольдшмиду 55
- Классификация металлов по А. А. Маракушеву 56, 58
- Классификация элементов по А. А. Маракушеву 63
- Континентальные и периокеанические впадины (прогибы, депрессии) 46, 47
- Мегаблоки первого порядка 5, 7, 22, 119—205, 218, 214, 259
- Мезогеосинклинали 24, 42, 126
- Мезохрон — 14, 15, 22, 24, 82, 90, 92, 93, 94, 97, 103—107, 109, 208, 240, 241, 259, 270
- Миграционный ряд элементов по А. А. Маракушеву — 59, 60
- Миогеосинклинали 24, 29, 78, 105, 126
- Металлогеническая (рудная) унаследованность 154, 220, 259, 260
- Неохрон 14, 15, 22, 24, 35, 36, 39, 83, 97, 98, 99, 100, 105, 109, 242, 243, 244, 246, 259, 270
- Новая глобальная тектоника и металлогения 119, 186, 269, 270
- Области (и зоны) тектоно-магматической активизации 34, 13, 24, 25, 29, 33, 35—39, 41, 42, 47, 48, 50, 51, 52, 67, 68, 97, 99, 109, 131, 134
- Океанизация — 44, 51, 53
- Орогенная стадия 25
- Ортогеосинклинали 42, 126, 225
- Осадочно-метаморфическая (латерально-секреционная) гипотеза 72, 73, 77, 79
- Отраженная активизация 51
- Парагенезисы рудных металлов по А. А. Маракушеву 61, 62
- Парагеосинклинали 24, 29, 42
- Протоактивизация 24, 29
- Протогеоантиклинальные структуры 24, 107
- Протогеосинклинальные структуры 24, 107
- Протоплатформенные структуры 24, 107
- Региональная зональность 73
- Региональная горизонтальная зональность 222
- Рудные формации 13
- Сибирско-Индостано-Мадагаскар-Западно-Австралийская континентальная масса (глобальный мегаблок) 140—151, 155, 156, 205
- Сибирская платформа 141, 142, 143
- Современные геосинклинали 25, 213
- Стадийное геолого-металлогеническое

- развитие геосинклиналей 8
- Структурно-формационные зоны 12, 13, 225
- Тектоно-магматические комплексы (магматические формации) 8
- Усредненные аномалии Фая (зональные, планетарные, глобальные) 120, 121, 122, 129, 131, 153, 155, 171,
- 172, 197, 206—209, 211, 212, 226, 227, 229, 235, 237, 239, 250, 251, 256, 266, 267, 268
- Факторы рудной зональности 62
- Эвгеосинклинали 24, 29, 42, 78, 105, 126
- Энергия тектонических (и металлогенических) процессов 22, 123, 212
- Эндогенные режимы 8

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Введение . . . . .	6
Краткие сведения по истории развития металлогенических представлений . . . . .	7
Основные понятия и определения в области эндогенной металлогении . . . . .	12
Тектонические основы эндогенной металлогении . . . . .	22
Главнейшие структурно-металлогенические подразделения земной коры . . . . .	22
Некоторые общие особенности строения материковых масс . . . . .	43
Геохимические основы металлогении . . . . .	55
Эволюция эндогенного рудообразования и главнейшие этапы развития земной коры континентов . . . . .	80
Особенности литогенеза . . . . .	81
Об эндогенных рудоносных комплексах главнейших геохронов Земли . . . . .	84
Эволюция структурных условий рудообразования . . . . .	101
Главнейшие металлогенические особенности основных геохронов Земли . . . . .	106
Примеры историко-формационного прогнозирования некоторых металлов . . . . .	114
Главнейшие структурно-металлогенические единицы Земли — глобальные мегаблоки и мегаблоки первого порядка . . . . .	119
О металлогении океанов . . . . .	123
Некоторые общие данные о металлогении материков . . . . .	125
Сравнительный геолого-металлогенический анализ Евроафриканского мегаблока и континентальной массы, расположенной к востоку от него . . . . .	131
Краткая геолого-металлогеническая характеристика Азиатско-Австралийского глобального мегаблока . . . . .	157
О главнейших структурно-металлогенических элементах Западного полушария . . . . .	175
Американский глобальный мегаблок . . . . .	176
Американо-Гренландский глобальный мегаблок . . . . .	194
Примеры общей геолого-металлогенической характеристики мегаблоков первого порядка . . . . .	200
О главнейших металлогенических закономерностях и принципах металлогенического анализа . . . . .	205
Эндогенная металлогения и проблемы теоретической геологии . . . . .	263
Список литературы . . . . .	271
Предметный указатель . . . . .	277

**ВЛАДИМИР НИКОЛАЕВИЧ КОЗЕРЕНКО**  
**ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ**

Редактор издательства Л. Г. Рожкова  
Переплет художника Ю. Е. Фомина  
Художественный редактор Е. Л. Юрковская  
Технический редактор Н. С. Гришанова  
Корректор И. Н. Таранева

ИБ № 2872

Сдано в набор 20.11.80. Подписано в печать 07.04.81. Т-05678. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 17,875 с вкл. Усл. кр.-отт. 17,87. Уч.-изд. л. 19,85. Тираж 1870 экз. Заказ № 465/7247-4. Цена 3 р. 30 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 8 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательств, полиграфии и книжной торговли. 190000, г. Ленинград, Прачечный переулок, 6.

3623

37.884

HEIPA

3623

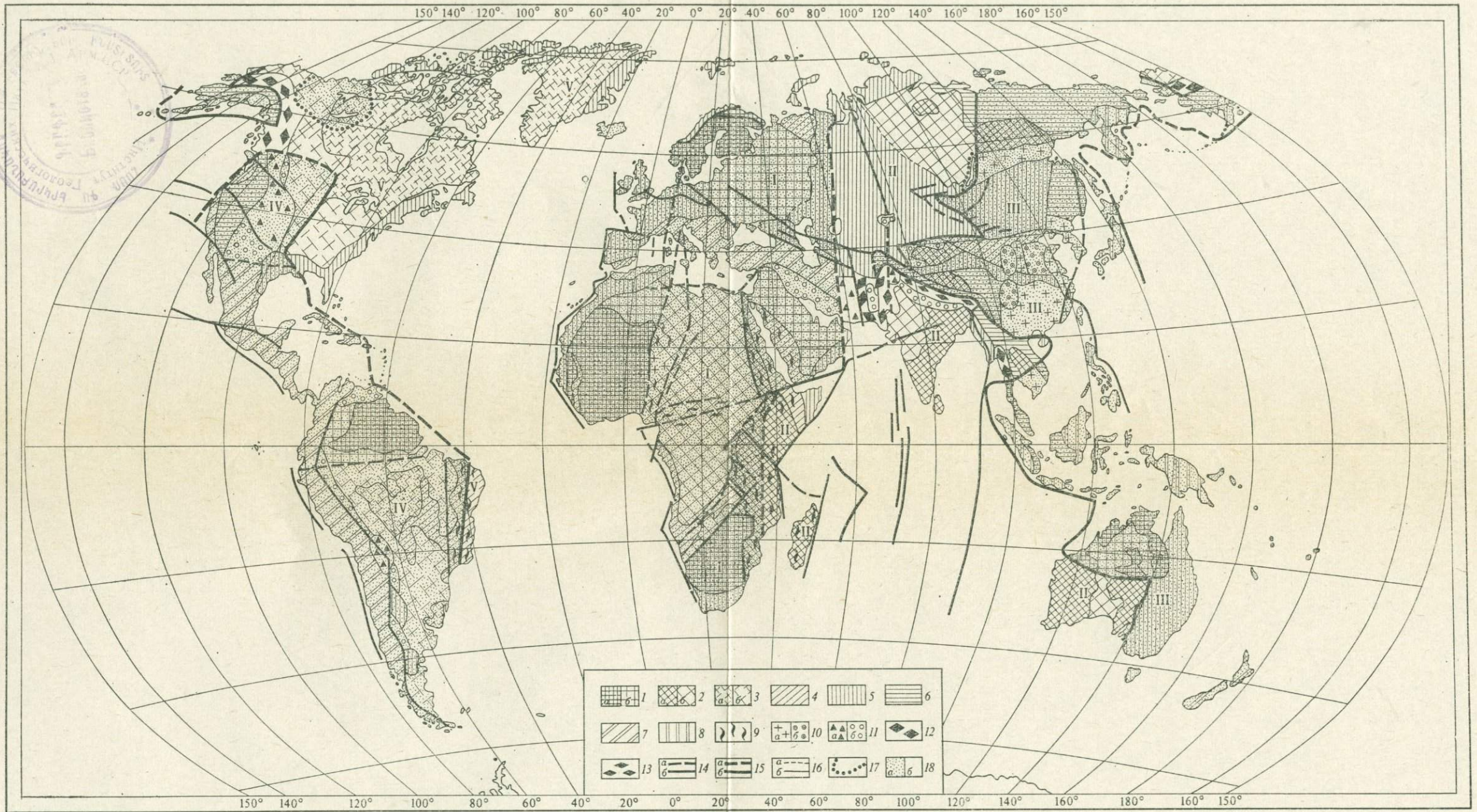


Рис. 13. Схема главнейших структурно-металлогенических подразделений континентов мира.

Древние платформы: 1 — устойчивые (а — щиты и массивы, б — плиты), 2 — подвижные (а — щиты и массивы; б — плиты), 3 — слабоподвижные (а — щиты и массивы, б — плиты); 4—8 — складчатые пояса и системы: 4 — байкалиды, 5 — палеозонды (салаириды, каледониды, герциниды), 6 — мезозонды, 7 — альпиды, 8 — области кайнозойского тектогенеза; 9—11 — области активизации: 9 — палеозойского этапа, 10 — мезозойского этапа (а — области поднятий, б — области опусканий), 11 — кайнозойского этапа (а — области поднятий, б — области опусканий); 12 — зоны активизации с остаточными вырождающимися геосинклиналями (мезозойскими и альпийскими); 13 — области кайнозойской активизации гималайского типа; 14 — разломы (а — предполагаемые,

б — установленные); 15 — границы между глобальными мегаблоками (а — предполагаемые, б — установленные); 16 — границы главнейших структурных элементов земной коры (а — предполагаемые, б — установленные); 17 — границы между геофизическими полями разного знака внутри глобальных мегаблоков; 18 — области гравиметрических аномалий в редукции Фая (а — положительные, б — отрицательные). Римскими цифрами обозначены глобальные мегаблоки: I — Евроафриканский, II — Сибирско-Индостано-Мадагаскаро-Западно-Австралийский, III — Азиатско-Австралийский, IV — Американский, V — Американско-Гренландский

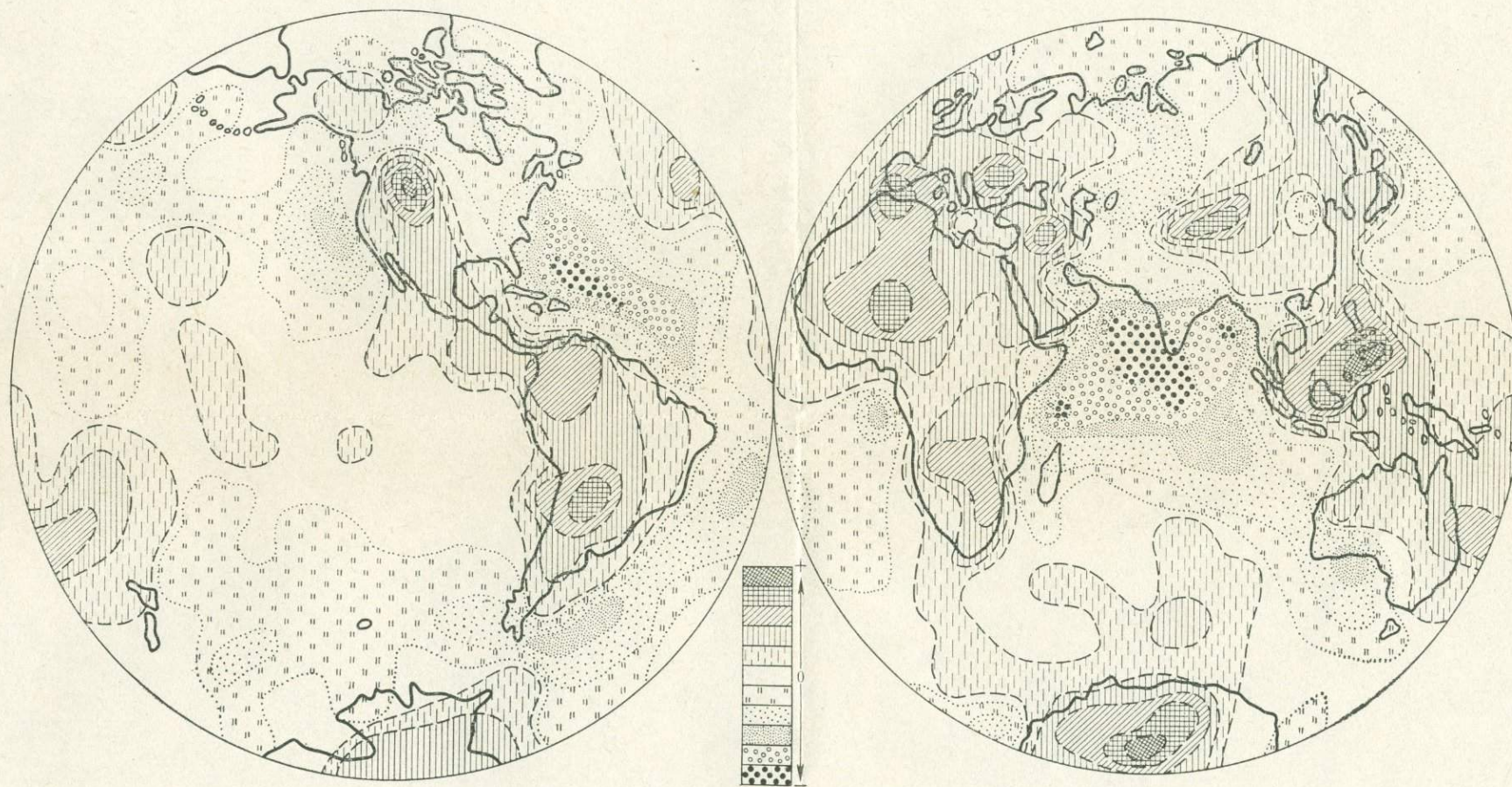


Рис. 14. Карта усредненных аномалий Фая со снятым широтным фоном. По данным В. М. Каулы [Артемьев М. Е., 1965]