

Н.С. МАЛИЧ, Е.В. ТУТАВОВА

ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДИКА
МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА
ПЛАТФОРМ

Н. С. МАЛИЧ, Е. В. ТУГАНОВА

ПРИНЦИПЫ
И МЕТОДИКА
МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА
ПЛАТФОРМ



МОСКВА «НЕДРА» 1980



3370

УДК 553.078.008(571.1)

Малич Н. С., Туганова Е. В. Принципы и методика минерагенического анализа платформ. — М.: Недра. — 287 с.

Принципы минерагенического анализа и методика минерагенического районирования платформ базируются на палеоминерагеническом синтезе. В основе этого синтеза лежат структурно-формационный анализ фундамента и чехла платформы и структурный анализ глубинных частей земной коры. Выделение минерагенических этапов и эпох и методика минерагенического анализа платформ раскрываются на примере Сибирской платформы. В работе рассматриваются региональные и локальные критерии и закономерности размещения эндогенных и экзогенных рудоносных и рудных формаций. Минерагеническое районирование платформ базируется на анализе неоднократного наложения разновозрастных металлогенических провинций и зон. Рассмотрены аспекты направленности, цикличности и их причины в эволюции минерагении платформ. Работа сопровождается структурно-формационными и палеометаллогеническими схемами, составленными для всех этапов и главнейших металлогенических эпох развития чехла платформы.

Книга рассчитана на геологов научно-исследовательских и производственных организаций, проводящих поисковые, геологоразведочные и тематические работы, касающиеся вопросов прикладной и теоретической металлогении.

Табл. 5, ил. 38, список лит. — 362 назв.

Рецензент доктор геол.-минер. наук В. С. Князев.

С платформами связаны многие виды полезных ископаемых, нередко образующих крупнейшие месторождения. Это экзогенные руды железа и марганца, бокситов, фосфоритов, солей натрия и калия, угля и углистых сланцев, нефти и газа, метаморфогенные месторождения графита, стратиформные руды меди, свинца и цинка, эндогенные месторождения исландского шпата, магнетита, флогопита, магнетит-апатитовых руд, редкометалльных и редкоземельных элементов, сульфидных медно-никелевых руд, алмазов, а также различные россыпные месторождения. Нефть, газ, уголь и углистые сланцы в виде крупнейших бассейнов мира присущи преимущественно платформам. Только в пределах платформ известны алмазоносные кимберлиты, вблизи с границами платформ — месторождения сульфидных никелево-медных руд и т. п. Поэтому выявление закономерностей распределения полезных ископаемых на платформах имеет огромное практическое значение.

«Ключом» к открытиям новых минерально-сырьевых баз является металлогения — учение о закономерностях размещения полезных ископаемых в земной коре — новое научное направление, возникшее в недрах советской геологической школы.

Большие достижения советской металлогении, связанные с именами ее основоположников С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина и их последователей, разработавших принципы и методы металлогенического анализа, относятся в основном к подвижным областям и областям, охваченным автономной активизацией и лишь в небольшой мере затрагивают проблему металлогении платформ. Поэтому последняя в настоящее время находится в стадии разработки.

Металлогении фундамента платформ (Балтийский, Алданский щиты) посвящено значительно большее число исследований (Т. В. Билибина, В. С. Домарев, Н. Г. Судовиков и многие другие), чем металлогении чехла. Металлогенический анализ фундамента основывается также на принципах, разработанных для геосинклинально-складчатых областей неогей (Д. И. Горжевский, В. Н. Козеренко и др.) с учетом специфики широкого развития процессов метаморфизма (А. Д. Щеглов) и особенностей эволюции рудообразования в докембрийских метаморфических поясах (К. О. Кратц, Ю. М. Соколов и др.).

Металлогения образований плит изучалась главным образом на Сибирской платформе. Сложность металлогенического анализа Сибирской и других платформ заключалась в разноречивости представлений об их тектоническом строении и геологическом развитии, в неразработанности структурно-формационного метода, общей недостаточной изученности геологического строения, стра-

тиграфии и магматизма, отсутствии корреляции эндогенных и экзогенных процессов и т. п.

Исследования закономерностей распределения полезных ископаемых чехла платформ сложны, поскольку металлогенические процессы более древних этапов ее развития нередко затушеваны последующими в связи с наложением друг на друга разнородных и разновозрастных металлогенических провинций и зон. В течение всех этапов тектонического развития чехла платформ металлогенические провинции и зоны в соответствии с контролирующими их структурно-формационными областями и зонами меняли конфигурацию, накладываясь друг на друга. Поэтому одним из основных методов металлогенического анализа для чехла платформ должен быть палеометаллогенический, базирующийся на синтезе структурно-формационного и палеотектонического методов с учетом строения глубинных разделов земной коры.

За последнее десятилетие усилиями производственных и научно-исследовательских организаций Министерства геологии СССР и Академии наук СССР получена огромная информация о стратиграфии, тектонике, осадочных, магматических рудоносных и рудных формациях Сибирской платформы. Установлена определенная закономерность в распределении осадочных и магматических формаций, четко приуроченных к девяти этапам развития чехла платформы, в том числе к двум эоплатформенным (протоплатформенным). Выделены рудоносные осадочные и магматические формации, намечены закономерности их образования и размещения. Получены новые данные по истории тектонического развития платформы в целом и ее отдельных структур в частности. Проведено структурно-формационное районирование по этапам развития чехла платформы. Кроме того, для Сибирской платформы составлены геологическая карта под редакцией М. Н. Благовещенской, карта геологических формаций под редакцией Н. С. Малича, карта аномального магнитного поля Н. М. Соловьевой, тектоническая и металлогеническая карты под редакцией Н. С. Малича и др. Карты различного геологического содержания, в том числе и металлогенические, составлены также для отдельных регионов платформы.

В настоящее время завершены работы по выяснению закономерностей образования и размещения важнейших полезных ископаемых — никеля, железа, бокситов, алмазов, исландского шпата, флогопита, фосфоритов, стратиформных месторождений меди, свинца и цинка, угля, графита, минеральных вод и др. Опубликованы монографические работы, освещающие ряд проблемных вопросов геологии Сибирской платформы. В них рассматриваются геологическое строение, минерагения платформы, история тектонического развития, даются характеристика геологических формаций докайнозойского чехла и их рудоносности, палеоминерогенический анализ и гидрогеологический анализ [8] Сибирской платформы. Для отдельных ее регионов рассмотрены вопросы, касающиеся геологического строения, тектоники, магматизма, геофизики,

металлогении, региональных и локальных закономерностей образования и размещения различных полезных ископаемых и др.

Такой уровень изученности Сибирской платформы позволил восстановить историю ее геологического развития, уточнить вещественную (объемы и ряды формаций) характеристику структурных ярусов фундамента и чехла платформы, разработать классификацию платформенных структур и геологических формаций, показать синхронность развития плитных ярусов платформы со складчатыми геосинклинальными и орогенными структурными ярусами ее обрамления, выявить полициклический характер развития ее чехла, выделить структурно-формационные зоны и области для каждого тектонического этапа ее развития на основе палеоструктурного и формационного анализов, затем наметить пространственно-временные закономерности в распределении осадочных и магматических формаций, в том числе и рудоносных, выявить приуроченность полезных ископаемых к определенным стадиям развития тектонических этапов и типам структурно-формационных областей, провести палеоминарагенический анализ. Все изложенное указывает, что данных о Сибирской платформе достаточно для разработки принципов и методики металлогенического анализа применительно к ней и на ее примере к платформам вообще. Большое значение для предлагаемой работы имели различные аспекты концепций М. М. Тетяева, Н. С. Шатского, Ю. А. Косыгина, В. Е. Хаина, А. Л. Яншина, П. Е. Оффмана, Л. И. Красного, Ю. А. Билибина, С. С. Смирнова, В. И. Смирнова, П. М. Татарина, Е. Т. Шаталова, Г. И. Магакьяна, А. Д. Щеглова, Г. А. Твалчрелидзе, И. П. Атласова, Н. Н. Урванцева, Д. В. Рундквиста, Ю. Г. Старицкого, К. В. Боголепова, В. И. Драгунова и многих других ведущих советских тектонистов и металлогенистов. Решению этой задачи также способствовал обмен мнениями по различным вопросам тектоники и металлогении с многочисленными коллегами из ВСЕГЕИ, АН СССР, НПО «Севморгео», НПО «Аэрогеология», ВНИГРИ, СНИИГГИМСа, Иркутского, Красноярского и Якутского территориальных геологических управлений и в первую очередь с К. К. Атабаевым, Е. А. Басковым, Ю. В. Богдановым, И. В. Британом, Ю. С. Глуховым, А. Л. Додиним, О. А. Дюжиковым, Л. С. Егоровым, К. Б. Ильиным, Г. И. Кавардиним, Н. Г. Ключанским, А. З. Кониковым, Е. С. Кутейниковым, Б. Н. Леоновым, Е. П. Марковым, Е. П. Миролюком, Д. И. Мусатовым, Е. В. Настасиенко, В. К. Пятницким, В. Ф. Ржевским, А. Л. Ставцевым, А. Т. Стуловым, Б. М. Струниным, А. М. Цехомским, П. И. Шамесом, М. Л. Шерманом, О. И. Юоном, Э. Н. Яновым.

В данной работе используются термины «минарагения» и «металлогения», являющиеся синонимами. Преимущество отдается термину «металлогения», употребляемому основоположниками учения о закономерностях распределения полезных ископаемых в земной коре.

Необходимо подчеркнуть, что далее рассматривается лишь металлогения чехла платформ (на примере Сибирской); мы не каса-

емя вопросов металлогении фундамента, поскольку полезные ископаемые последнего образовались в неплатформенных условиях. Глубинное строение, в том числе строение фундамента, затрагивается лишь постольку, поскольку оно влияет на распределение полезных ископаемых в чехле. Нами также не рассматривается металлогения областей автономной активизации, наложившейся на образования платформы. Принципам и методике металлогенического анализа последних посвящена обширная литература.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О МЕТАЛЛОГЕНИИ И ТЕКТОНИКЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Представления о металлогении и тектонике платформ тесно связаны между собой, так как закономерности образования и размещения полезных ископаемых, формировавшихся в ходе единого сложного процесса геологического развития, могут быть поняты только в результате раскрытия общих закономерностей эволюции платформ. Поэтому развитие взглядов на металлогению чехла платформ (в частности Сибирской) шло параллельно с эволюцией представлений об истории ее тектонического развития.

Развитие взглядов на геотектоническую природу Сибирской платформы шло по двум направлениям. В конце XIX в. Н. Г. Меглицкий, П. А. Кропоткин, И. Д. Черский, В. А. Обручев и Э. Зюсс предполагали, что древнейшим сооружением Восточной Сибири являлось так называемое «древнее темя Азии» (Забайкалье, Восточный Саян и др.). В начале XX в. Л. Делоне, М. М. Тетяев, А. А. Борисяк, Р. Ф. Геккер, Н. С. Шатский и многие другие считали, что Сибирская платформа являлась древнейшим тектоническим элементом Восточной Сибири, который последовательно наращивался за счет причленения к нему обрамляющих его геосинклинальных областей. «Древнее темя Азии» оказалось в области молодых каледонских сооружений.

Важнейшими вехами в изучении тектоники Сибирской платформы явились работы М. М. Тетяева, Н. С. Шатского, И. П. Атласова, Н. С. Зайцева, П. Е. Оффмана, Т. Н. Спизарского, Ю. А. Косыгина и др., применивших историко-морфологический метод при тектоническом районировании.

Сибирская платформа впервые была выделена Л. Делоне как «Сибирская глыба, аналогичная Индийской», и независимо от него М. М. Тетяевым в 1915 г. как «Средне-Сибирская платформа». Термин «Сибирская платформа» предложен А. А. Борисяком в 1923 г. Схема тектонического районирования Делоне — Тетяева легла в основу последующих тектонических разработок, хотя положение границ платформы и слагающих ее структур впоследствии неоднократно уточнялось.

Первые работы, освещающие вопросы металлогении Сибирской платформы, относятся к началу XX столетия и принадлежат В. С. Реутовскому, Л. Делоне, И. Альбургу, П. П. Гудкову, Я. С. Эдельштейну, В. А. Обручеву. Первая сводка полезных ископаемых Сибирской платформы сделана В. С. Реутовским [233], который привел описание известных тогда месторождений Сибири в географическом порядке. Он попытался выявить признаки поисков полезных ископаемых, связать их с рельефом, дислокациями, метаморфизмом, изменениями пород.

Л. Делоне [359] впервые выделил металлогенические эпохи и металлогенические районы, в том числе Ангарский железорудный район на юге Сибирской платформы. Он же ввел в геологическую практику и термин «металлогения». Металлогенический анализ Л. Делоне проводил на базе тектонического районирования, в котором впервые выделил первичную платформу (бассейны Лены и Алдана). Геотектоническим циклам он придал металлогеническое звучание и сформулировал понятие о металлогенических провинциях. Большое значение для рудообразования, по Л. Делоне, имеют глубина погружения горных пород, степень эрозии, которой район подвергся после погружения и минерализации, и последующие разломы.

И. Альбург [357] сделал обзор металлоносности Сибири на базе металлогенических концепций Л. Делоне. П. П. Гудков [360] попытался показать зависимость рудных месторождений от глубины их образования и роли эрозии. Я. С. Эдельштейн [349] рассмотрел связь полезных ископаемых Сибири с ее тектоникой и интрузивным магматизмом. Он, следуя Л. Делоне, противопоставил «Енисейско-Ленскую» (Сибирскую) платформу и «складчатый пояс ее обрамления».

В. А. Обручев [184] рассмотрел металлогенические эпохи и области Сибири, отвечающие тектонической концепции «древнего темени Азии». Выделенные им металлогенические области охватывают разновозрастные регионы с различным тектоническим строением, а провинции отвечают «естественным физико-географическим районам», содержащим различные по возрасту металлогенические области.

В последующий период проводились исследования, касающиеся отдельных вопросов металлогении (Б. Н. Рожков, С. В. Обручев, В. С. Соболев и др.) или отдельных полезных ископаемых (Н. К. Высоцкий, Н. П. Аникеев, Г. Г. Моор и многие другие). Б. Н. Рожкову [236] принадлежит первая сводная работа по месторождениям, связанным с областью распространения сибирских траппов. Им намечена связь сульфидных месторождений норильского типа с окраинными разломами. Он же выделил железорудные месторождения в ангаро-илимский тип и наметил зону субмеридионального распространения этого типа месторождений.

В. С. Соболев [260] касался вопроса связи различных полезных ископаемых с магматическими образованиями. Связывая норильские сульфидные никелево-медные месторождения с траппами, он отмечал, «что данный тип месторождений вообще более характерен для более глубоких формаций типа Садбери» (с. 156). В. С. Соболев выделил северо-восточную зону распространения месторождений ангаро-илимского типа рек Чуни, Илимпей и Нижней Тунгуски. Месторождения исландского шпата по пространственной приуроченности их к той или иной фации основных пород (лавам, туфам, интрузиям) он разделил на три типа.

Н. С. Шатский [335] в основу тектонического районирования Сибирской платформы положил структуры современного плана

без учета структурно-формационных особенностей ее чехла. Это районирование нашло широкое применение и в металлогенических построениях [169, 195, 269, 270]. Однако такое районирование, положенное в основу металлогенического анализа, не сделало последний эффективным. Дело в том, что структуры более ранних этапов (палеозойских и криптозойских) развития чехла платформы, контролирующих распределение синхронных им полезных ископаемых, переработаны при последующих структурных перестройках и теперь участвуют в строении иных структур современного плана. Анализ последних не способствовал в должной мере выявлению закономерностей размещения полезных ископаемых, пространственно приуроченных к ним, но генетически связанных со структурными ярусами эпохи их образования.

М. М. Тетяев [296] впервые подошел к изучению тектоники Сибирской платформы с позиции ее исторического развития. Он показал, что структуры фанерозоя чехла Сибирской платформы являются результатом проявления каледонского, герцинского и альпийского тектонических этапов развития земной коры, которые выразились на платформе только в колебательных движениях. Складчатые зоны этих тектонических этапов развивались по окраинам Сибирской платформы. М. М. Тетяев рассматривал «складчатую зону» и «платформу» как исторические факторы развития структуры земной коры, тесно связанные между собой. Сибирская платформа рассматривалась им как структура, образовавшаяся в результате неоднократных перестроек, вызванных колебательными движениями в каледонский, герцинский и альпийский тектонические этапы развития Земли. В представлении М. М. Тетяева чехол Сибирской платформы — это результат наложения плит трех структурных комплексов (ярусов). В фундаменте платформы он выделял докембрийские складчатые структуры и объединял их в карельский комплекс (цикл). В этот же период, говоря о минеральносырьевых ресурсах Ангаро-Енисея, М. М. Тетяев показал, что задача их выявления — это задача установления площадного распределения различных видов полезных ископаемых вместе с количественной и качественной их характеристикой [295, с. 5]. В этой же работе М. М. Тетяев сформулировал основной принцип металлогенического анализа, по которому «месторождения в своем распределении подчиняются общим закономерностям, геологическим, геотектоническим и геохимическим, знание которых необходимо как для понимания и оценки уже известных месторождений, так и для выявления новых» [с. 5]. Более того, М. М. Тетяев предложил метод металлогенического анализа, который «заключается в выявлении истории развития, намечающей различные этапы этого развития с региональным их распределением. Каждый такой этап, характеризующийся в отношении залегания пород соотношением складчатой области (складчатая зона) и нескладчатой (платформа), сопровождается своим собственным проявлением магматических пород данного возраста, которые могут нести с собой и явления оруденения, а также характеризуется и определенным со-

ставом осадочных пород, где могут быть заключены и связанные с ними различные полезные ископаемые» [с. 11].

М. М. Тетяев показал, «что только обширные данные по геологии являются той базой, на основе которой можно создать общее руководящее представление о закономерностях, управляющих строением территории и распределением в ее пределах тех или иных полезных ископаемых» [с. 23].

Огромное значение для понимания тектоники и металлогении Сибирской платформы имели работы И. П. Атласова [6, 7], который для севера территории наметил семь основных этапов развития — архейский, протерозойский, синийский, раннепалеозойский, средне-позднпалеозойский, мезозойский, кайнозойский. Тектонические подразделения, образовавшиеся в течение одного этапа (и выраженные морфологически), выделены в качестве структурных ярусов. Последние для чехла платформ вообще, а для Сибирской платформы в частности, выделены впервые.

В дальнейшем представление о поэтапном развитии Сибирской платформы с формированием структурных ярусов как в складчатом фундаменте, так и в чехле платформ значительно развилось и уточнилось, что оказало существенное влияние и на разработку представлений о ее металлогении.

Тектоника платформы в целом разбирается в работах Н. С. Шатского, П. Е. Оффмана, М. М. Одинцова, Н. С. Зайцева, Т. Н. Спижарского, Ю. А. Косыгина, Е. А. Баскова и др., К. В. Боголепова, В. Г. Васильева и др., Н. С. Малича и др. Тектонике отдельных частей Сибирской платформы посвящено огромное число работ. В основе большинства тектонических исследований лежит морфоструктурный принцип, базирующийся на анализе несогласий и перерывов. Этот принцип позволил отразить все структурные преобразования, в том числе и локальные. Выделяемые ранее [6, 7, 43, 75, 141, 144, 267, 292] структурные ярусы представляли собой набор литолого-стратиграфических комплексов пород. Объемы тектонических этапов различными авторами понимались неодинаково и рассматривались большинством исследователей в качестве составных элементов единого тектоно-магматического цикла, охватившего весь период развития чехла платформы.

Начиная с 50-х годов в течение 30 лет был составлен ряд металлогенических карт различных масштабов для отдельных частей платформы и всей ее территории. Импульсом для развертывания металлогенических исследований явились работы по региональному металлогеническому анализу, проведенные С. С. Смирновым и Ю. А. Билибиным для геосинклинально-складчатых областей. В конце 50-х годов во ВСЕГЕИ [195, 268, 269 и др.] начинается разработка принципов металлогенического анализа платформ, и Сибирской платформы в частности. Раздельно рассматриваются металлогения фундамента и чехла платформы. В основу металлогенического анализа фундамента Сибирской платформы положены принципы, используемые для подвижных областей, которые раз-

работывались в эти годы П. М. Татариновым, В. Г. Грушевым, Г. С. Лабазиным, В. И. Смирновым, Г. А. Твалчрелидзе, И. Г. Магакьяном, Е. Т. Шаталовым и многими другими.

Металлогения чехла платформ связывается с представлениями об его направленном моноцикличном развитии, которое выражалось в осадконакоплении от преимущественно карбонатного в докембрии, раннем и среднем кембрии, через карбонатно-терригенный в позднем кембрии — раннем карбоне до собственно обломочного в позднем карбоне — перми и вулканогенного в раннем триасе [195]. Предполагалось, что «платформы развивались по своим, присущим им законам: один период (этап) развития древней платформы во времени может соответствовать периодам развития нескольких геосинклиналей» [195, с. 27].

В конце 50-х — начале 60-х годов ряд работ был посвящен металлогении отдельных крупных регионов платформы. Металлогению северо-запада территории с 1955 г. изучали Ю. Г. Старицкий, Е. В. Туганова и др. [272, 274, 275], Н. Н. Урванцев [312], несколько позже Г. И. Кавардин, В. С. Голубков, А. М. Иванова и др. [95, 169, 248], севера — М. Ф. Лобанов [131], востока — В. В. Еловских [70], В. А. Милашев [167], В. М. Мишнин [172], В. Л. Масайтис, М. В. Михайлов и Т. В. Селивановская [151, 152], запада — А. В. Крюков [113], Н. С. Малич [137, 145], Э. Л. Варанд [24], юга — М. М. Одинцов [188, 189], центральной части платформы — К. К. Атабаев [5], А. В. Скропышев [254] и многие другие. В большинстве работ в основном рассматривались главные для указанных районов полезные ископаемые, их вещественный состав, морфология, условия образования и выявления рудоконтролирующих факторов.

В дальнейшем в связи с выделением семи тектонических этапов чехла платформы [144] выделяются соответственно семь этапов минерагенического развития (мезопротозойский, неопротозойский, эпипротозойско-раннекембрийский, позднекембрийско-девонский, позднепалеозойско-раннемезозойский, юрско-меловой и кайнозойский), объединенных в три мегаэтапа (протозойский, палеозойский и мезо-кайнозойский). Подчеркивается, что эти этапы не сопоставимы с этапами минерагенического развития складчатых зон ни по содержанию, ни по длительности [169]. Эндогенные полезные ископаемые платформы генетически связываются с магматическими формациями трапповой, трахибазальтовой и щелочно-ультраосновных пород. Впервые проводится минерагеническое районирование Сибирской платформы [169]. Выделяемые провинции охватывают современные структуры платформы, которые по существу представляют собой фрагменты различных по времени и составу структурно-формационных зон и областей, нередко нескольких структурных ярусов. При выделении провинций не учтены структурно-временные параметры образования рудных формаций, являющиеся важнейшими элементами металлогенического районирования платформ. Внутри провинций выделяется 21 зона и область [169], каждая из которых нередко приурочена одновре-

менно к различным по генезису и возрасту структурным единицам.

Структурно-формационный анализ [39, 140] позволил существенно изменить имевшиеся представления и показать полициклический характер тектонического развития Сибирской платформы [139, 140, 143]. В настоящее время в чехле Сибирской платформы установлены образования девяти тектонических этапов (ярусов), разделенных структурными перестройками. В течение каждого тектонического этапа, охватывающего крупный отрезок геологического времени (до 600 млн. лет), возникали осадочные, вулканогенно-осадочные и магматические формации, образующие формационные ряды (циклы), приуроченные к определенным структурно-формационным областям [39, 100, 140]. Эти представления [140] об истории развития чехла платформы и структурно-формационное районирование ее по отдельным этапам привели к новым выводам по различным аспектам металлогении и позволили по-новому начать разработку принципов регионального металлогенического анализа платформ. Нами [147] проведено минерагеническое районирование чехла Сибирской платформы, базирующееся на структурно-формационном и палеотектоническом анализе, с выделением по этапам развития чехла платформы палеоминарагенических областей, провинций и зон.

Основная сложность в изучении металлогении чехла Сибирской платформы заключается в том, что на протяжении девяти этапов ее развития происходило неоднократное наложение разнородных и разновозрастных металлогенических провинций и зон. Поэтому был использован палеоминарагенический метод анализа, являющийся основным при региональном прогнозе рудных формаций для платформ. Этот метод основан на результатах изучения отдельных этапов развития платформы, а не ее современного структурного плана. При выделении металлогенических провинций и зон применен исторический подход, базирующийся на результатах структурно-формационного анализа всего чехла Сибирской платформы [139, 143]. Это позволило установить положение провинций, областей и зон во времени и пространстве. Установлено, что временные закономерности распределения полезных ископаемых определяются стадиями развития этапа, а пространственные — генетическим типом структурно-формационных областей [147, 148].

На закономерности распределения полезных ископаемых (особенно эндогенных) оказывает влияние глубинное строение платформ и их фундамента в частности [11, 12, 231, 232, 241, 291, 325, 347]. Фундамент платформ изучен слабо. Сведения о нем основаны на геофизических данных и на данных о разрезах кристаллических пород, выходящих на поверхность в пределах щитов. Исходя из этих данных большинство исследователей считают, что он гетероген и сложен разновозрастными структурами архейского, раннедокембрийского, а местами и позднедокембрийского возраста. Для поверхности рельефа фундамента составлен ряд схем [225, 230, 232, 242], заметно отличающихся друг от друга.

В тектоническом строении платформы различаются структуры глубинного (оболочечного) и регионального (структурно-формационного) уровней. Для определения глубинных структур платформы существенное значение имеют: 1) суммарная мощность плитных ярусов платформы, определяющаяся глубиной расположения поверхности фундамента; 2) мощность консолидированной коры, в том числе «гранитного» и «базальтового» слоев, определяющаяся глубиной расположения поверхностей Конрада и Мохоровичича. В строении региональных структур (структурно-формационного уровня) платформы принимают участие разнообразные осадочные, осадочно-вулканогенные и магматические формации широкого возрастного диапазона — от архея до современных. Различаются два структурных этажа — глубоко метаморфизованный фундамент и осадочно-вулканогенный чехол. Фундамент сложен архейскими, местами ниже- и среднепротерозойскими метаморфическими породами, чехол — ниже-среднепротерозойскими (немного), рифейскими и фанерозойскими образованиями. Ниже-среднепротерозойские образования слагают в основном эоплатформенный промежуточный этаж. В фундаменте выделяются архейские глыбы, представляющие собой каждая в отдельности сочетание разнотипных и разновозрастных архейских структур. Между архейскими глыбами располагаются складчатые протогеосинклинальные и протоорогенные пояса, а также эоплатформенные протоавлакогены карельского цикла. Архейские глыбы и складчатые структуры карелид образуют единый кратон — фундамент Сибирской платформы. Зоны сочленения блоков — структурные швы — периодически активизировались и во многом регулировали распределение фаций и мощностей осадочно-вулканогенного чехла платформы, а также являлись проводниками магм различного состава и возраста и сопутствующей им рудной минерализации.

Чехол платформы подразделяется на ряд структурных ярусов, которые формировались в течение соответствующих этапов тектонического развития. Структуры осадочного чехла формировались в результате дифференцированных колебательных движений компенсированного типа. Колебательные движения с преобладанием восходящего или нисходящего знака иногда охватывали всю платформу, а чаще лишь крупные ее области. В пределах этих областей происходила дальнейшая дифференциация колебательных движений, обусловившая формирование отрицательных и положительных структур более высоких таксономических рангов.

На Сибирской платформе выделены три структурных яруса архея — литоплинтовый, перилитоплинтовый и шовных прогибов,

два протоплатформенных структурных яруса — палеопротозойский (2500—2000 млн. лет) и мезопротозойский (2000—1600 млн. лет), образующих так называемый промежуточный этаж, и семь плитных структурных ярусов — неопротозойский (1600—900 млн. лет), эпипротозойский (1000—650 млн. лет), вендско-нижнепалеозойский (650—460 млн. лет), среднепалеозойский (460—330 млн. лет), верхнепалеозойско-нижнемезозойский (330—180 млн. лет), средне-верхнемезозойский (180—70 млн. лет) и кайнозойский (70—0 млн. лет).

После образования каждого структурного яруса платформа испытывала полное или почти полное поднятие и смену структурного плана. Каждый структурный ярус характеризуется одной либо несколькими надпорядковыми структурами. Среди последних различаются хатакратоны, авлакогены, перикратоны, приорогены и филократоны [39, 140, 147]. Отрицательные надпорядковые структуры слагаются либо рядом формаций завершённого тектоно-седиментационно-магматического цикла, либо несколькими малыми рядами формаций незавершённых циклов. В раннюю (трансгрессивную) стадию развития плитного яруса накапливались терригенные формации; в среднюю (инундационную) — карбонатные и терригенно-карбонатные; в позднюю (регрессивную) — вулканогенно-осадочные, угленосные, молассоидные и сульфатно-карбонатные формации; в заключительную (эмерсивную) — вулканогенные, плутогенные и кор выветривания. Стадии развития определяют специфичность рудоносных формаций и временные закономерности металлогении платформ в целом. В пределах крупных положительных структур — филократонов происходило корообразование. Развитие этапа завершается разгрузкой магматического очага и структурной перестройкой. Тектонические планы каждого структурного яруса чехла платформы определяются свойственными только ему надпорядковыми структурами, контролирующими соответствующие структурно-формационные области и зоны. Заложение смежных геосинклиналей и развитие вслед за ними орогенных областей, образующих самостоятельные структурные ярусы, находят отражение на платформе. Рубежи между структурными ярусами на платформе нередко совпадают с завершением эпох складчатости и мощными проявлениями магматизма в подвижных поясах обрамления платформы. Эта синхронность — закономерное следствие циклического развития крупных континентальных сегментов земной коры, охватывающих платформы и подвижные пояса в целом.

Смена структурных ярусов чехла Сибирской платформы в ее обрамлении сопровождалась сменой ныне складчатых структурно-формационных комплексов геосинклинального, платформенного и орогенного типов. Складчатые геосинклинальные структурно-формационные комплексы обрамления по латерали переходят в перикратонные структурно-формационные комплексы плитного структурного яруса на платформе, складчатые орогенные структурно-формационные комплексы латерально связаны с приоро-

генными структурно-формационными комплексами плитного структурного яруса платформы.

Границы Сибирской платформы определились в разное время в процессе развития и по мере заложения складчатых структур ее обрамления и, как правило, являются ломаными линиями, совпадающими с краевыми разломами смежных складчатых областей, иногда они представляют собой довольно широкие полосы взаимопереходов, в пределах которых находятся серии линейных складок. Платформа по существу не затронута дроблением, с которыми связаны заложение и развитие окружающих складчатых подвижных поясов. Вместе с тем некоторые глубинные разломы иногда проникают из подвижных областей в платформу, образуя в пределах последней зоны повышенной подвижности — авлакогены, которые либо пересекают всю платформу, либо слепо заканчиваются в ее теле.

Нами рассматривается условно байкальская платформа. В то же время на основании геофизических данных предполагается, что местами чехол платформы покоится на байкальском субстрате.

Как правило, Сибирская платформа отделена от обрамляющих ее разновозрастных складчатых структур и молодой (эпиварисцидской) Западно-Сибирской платформы разновозрастными зонами региональных разломов (Приенисейский, Саянский и др.), краевых швов (Приверхоянский, Нельканско-Кыллахский) и системами краевых прогибов. Юго-восток платформы в мезозое был охвачен глыбовыми движениями автономной активизации.

СТРУКТУРЫ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ (ОБОЛОЧЕЧНОГО УРОВНЯ) ЗЕМНОЙ КОРЫ

Среди структур глубинного строения Сибирской платформы (и платформ вообще) для металлогенического анализа большое значение имеют суммарная мощность осадочно-вулканогенного чехла платформ, определяющаяся глубиной залегания фундамента, и мощность консолидированной коры (в том числе и ее фемической и салической частей), определяющаяся глубиной расположения поверхности Мохоровичича. Изучение этих глубинных оболочечных структур сводится к оконтуриванию наиболее крупных их структурных форм.

Мощность чехла, т. е. глубина до поверхности фундамента, Сибирской платформы была определена рядом исследователей [225, 230, 232, 242], в том числе В. К. Пятницким (рис. 1). Используя значительные по объему и информативности результаты исследований за последние десять лет методом обменных волн землетрясений (МОВЗ) и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по отдельным маршрутам и наблюдаемыми аномалиями силы тяжести, В. К. Пятницкий совместно с И. М. Штутиным [231] построили карты глубин залегания поверхности Мохоровичича (рис. 2) и мощности консолидированной коры. По их дан-

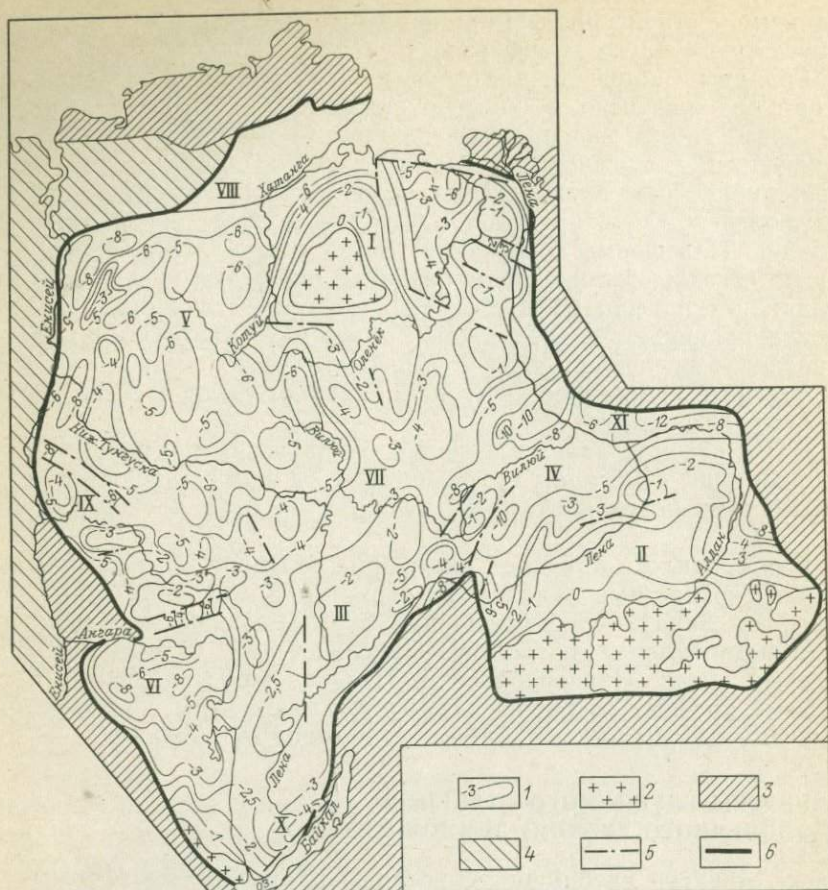


Рис. 1. Схема рельефа поверхности фундамента Сибирской платформы. По В. К. Пятницкому [230].

1 — изогипсы поверхности фундамента (в км); 2 — выходы фундамента на поверхность; 3 — складчатые области обрамления платформы; 4 — Западно-Сибирская молодая платформа; 5 — зоны глубинных разломов; 6 — граница Сибирской платформы. Структуры платформы: I — Анабарская антеклиза, II — Алданская антеклиза, III — Ангаро-Ботубинская антеклиза, IV — Вилюйская синеклиза, V — Тунгусская синеклиза, VI — Ангаро-Тасеевская синеклиза, VII — Моркохинская седловина, VIII — Енисейско-Хатангский окраинный прогиб, IX — Приенсейский окраинный перикриотный прогиб, X — Прибайкальский окраинный прогиб, XI — Приверхоанский крайвой прогиб

ным, в земной коре Сибирской платформы выделяются следующие группы сейсмических границ: 1) группа «Ф» — кровля кристаллического фундамента и близлежащие горизонты в осадочном чехле. Выделяется при работах ГСЗ и МОВЗ; 2) группа «Г» — в толще «гранитного» слоя. Выделяется при работах МОВЗ; 3) группа «К» — в зоне перехода «гранит — базальт». При исследованиях МОВЗ прослеживается спорадически. При исследованиях ГСЗ, по-видимому, может быть прослежена; 4) группа «М».

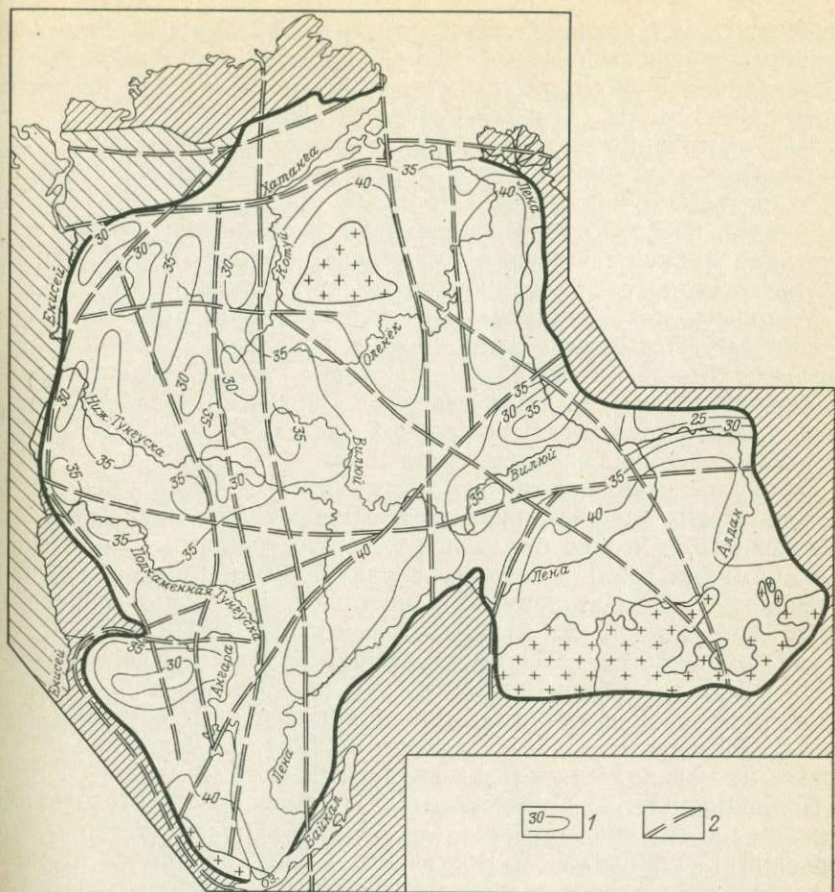


Рис. 2. Схема рельефа поверхности Мохоровичича Сибирской платформы. По В. К. Пятницкому и И. М. Штутину [231].

1 — изогипсы поверхности Мохоровичича (в км); 2 — зоны глубинных разломов. Остальные условные обозначения см. на рис. 1

соответствующая границе Мохоровичича и близлежащим горизонтам.

И. М. Штутиным исследованы корреляционные зависимости между глубинами до поверхности кристаллического фундамента (H_f), до горизонта «Г» поверхности «базальтового» слоя (H_0), до поверхности Мохоровичича (H_m) и наблюдаемыми аномалиями силы тяжести. При этом установлена обратная линейная связь между глубинами H_f и H_m с коэффициентом корреляции, равным $-0,8 \pm 0,02$.

Вычисления по отдельным профилям, находящимся в разных районах платформы, а также по общему массиву, включающему все точки определения H_f и H_m , дают близкие значения коэффициента корреляции между этими двумя величинами. Парные ко-

Эффекты корреляции между другими рассматриваемыми величинами не превышают 0,4—0,6. Мощности всей земной коры и консолидированной ее части вычислялись из уравнений регрессий: $H_m = 44,47 - 1,915H_f$ (1) и $D = 44,47 - 2,915H_f$ (2).

Для построения карт рельефа поверхности М (см. рис. 2) и мощности земной коры (D) по формулам (1) и (2) использована карта рельефа фундамента Сибирской платформы (см. рис. 1). На картах поверхности Мохоровичича и мощности земной коры отчетливо видна зональность последней, выделяются блоки со сравнительно постоянной глубиной до поверхности М.

Мощность консолидированной земной коры, объединяющей «гранитный» и «базальтовый» слои, в пределах Сибирской платформы от 20—25 до 40—45 км. На Анабарском и Алданском щитах она превышает 45 км, к северу, в Енисейско-Хатангском прогибе, и на востоке, под центральной частью Вилюйской синеклизы, мощность коры сокращается до 15 км.

О мощности «базальтового» и «гранитного» слоев имеются немногочисленные данные, нередко противоречащие друг другу, что свидетельствует о еще большей их дискуссионности. По данным Э. Э. Фотиади [322], мощность «базальтового» слоя на платформе около 20 км, в сторону Прибайкалья и Верхоянья она увеличивается. Мощность же «гранитного» слоя в среднем 13—15 км, но она сокращается до 11 км на Анабарском щите, увеличивается до 16—17 км на Алданском щите и до 10—20 км — в центральной части Тунгусской синеклизы, в Прибайкалье и в Западном Верхоянье. Согласно Н. П. Васильковскому [25], в Тунгусской и, возможно, Вилюйской синеклизах гранитный слой отсутствует.

По данным К. А. Савинского [241], поверхность Мохоровичича наиболее глубоко залегает (до 45 км) в областях горных сооружений Прибайкалья и Восточного Саяна. Наиболее высокий ее уровень отмечается в областях крупных платформенных впадин, и по гравитационным данным в Приенисейской моноклизе, Саяно-Ангарской синеклизе и Норильско-Хараелахской впадине находится на глубинах до 25 км. На остальной части востока платформы поверхность Мохоровичича залегает на глубине 34—40 км с небольшими отклонениями. Рельеф поверхности на карте, составленной М. П. Гришиным и др. [232], образует почти горизонтальную поверхность с отклонениями на глубине 39—45 км. Наиболее глубоко (до 48 км) поверхность Мохоровичича залегает на Анабарском и Алданском щитах. Самый высокий ее уровень (33—36 км) совпадает с центральной частью Вилюйской синеклизы, Енисейско-Хатангской впадины, Норильской и Хараелахской мульдами, т. е. на тех же территориях, что и у предшествующих исследователей. Однако М. П. Гришин и др. [232] приводят данные о более глубоком в целом залегании на Сибирской платформе поверхности Мохоровичича (на 8—10 км), что отличается от данных предыдущих исследователей [55, 178, 231, 241, 345]. Отличается и простираание глубинных структур, особенно под Тунгусской синеклизой. По данным В. К. Пятницкого и

И. М. Штутина, в западной части платформы в отличие от восточной отмечается воздымание поверхности М с амплитудой около 5 км и сокращение мощности консолидированной коры на 5—10 км. В целом карта значительно отличается от ранее опубликованных, но для ряда регионов сходна с ними. Например, в пределах Вилюйской синеклизы построения В. К. Пятницкого и И. М. Штутина в общих чертах совпадают с построениями А. А. Николаевского, К. А. Савинского и Г. И. Штеха, основанными на интерпретации аномалий силы тяжести. В северной части Тунгусской синеклизы поверхность М близка к таковой на картах Р. М. Деменичкой и К. А. Савинского, составленных на основе корреляционных связей H_m с гравитационным полем.

Рельеф поверхности М обращенный по отношению к поверхности фундамента, что, по-видимому, свидетельствует о частичной или о полной изостатической компенсации в данном регионе на уровне земной коры [217]. При изучении сейсмологических разрезов в ряде случаев характер залегания отдельных площадок вблизи подошвы земной коры свидетельствует о возможной перестройке ее в процессе геологического развития региона. Так, в центральной части Тунгусской синеклизы под современной границей М выделяется ряд площадок, которые можно интерпретировать как реликты древней подошвы земной коры, и сделать вывод о взаимосвязи вертикальных движений отдельных блоков с процессами физико-химической переработки земной коры и верхней мантии. Возможно, при погружении обширных участков платформы происходили по крайней мере частичная базификация земной коры и смещение ее подошвы вверх по разрезу. При этом, как правило, сокращалась мощность «гранитного» слоя при незначительном изменении мощности «базальтового» слоя. Такой тип земной коры, отнесенный К. А. Савинским и М. С. Савинской [243] по сейсмическим данным к субокеаническому, слагает, видимо, наиболее прогнутые части Вилюйской синеклизы и, возможно, Норильско-Хараелахскую впадину и Анабаро-Оленёкский блок.

Рельеф поверхности фундамента Сибирской платформы изучался многими исследователями [225, 230, 232, 242, 322 и др.]. Построения рельефа поверхности фундамента различных авторов по восточной части платформы имеют много общего. В построениях по западной части платформы сходства меньше. Одни исследователи (Н. Н. Михайлов, Я. И. Полькин, Ю. Н. Шахов и др.) предполагают, что фундамент в центральной части Тунгусской синеклизы поднят, другие (К. А. Савинский и др.), наоборот, указывают на его глубокий прогиб.

В настоящее время в рельефе фундамента Сибирской платформы выделяются антеклизы и поднятия сложного строения, разделенные синеклизами и прогибами. На границах с обрамляющими платформу складчатыми областями расположены окраинные прогибы, осложненные выступами и впадинами. На западе платформы выделяются Тунгусская и Ангаро-Тасеевская синекли-

зы, Енисейско-Хатангский и Приенисейский окраинные прогибы, в которых фундамент погружен на глубины 4—8 км и более. На востоке платформы фундамент в целом приподнят, здесь выделяются Анабарская, Ангаро-Ботубинская антеклизы и Приленская моноклиза, а области глубоких погружений его сравнительно невелики. Средняя амплитуда погружения западной части платформы относительно восточной составляет 2—3 км, за исключением Вилюйской синеклизы. Синеклизы, антеклизы и прогибы осложнены дополнительными изгибами поверхности фундамента (см. рис. 1).

Анализ показал, что рельеф поверхности фундамента не имеет прямой связи с составом и структурой последнего [140].

СТРУКТУРЫ РЕГИОНАЛЬНОГО (СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО) УРОВНЯ

Структуры регионального (структурно-формационного) уровня слагают фундамент и осадочно-вулканогенный чехол платформы, состоящий из ряда плитных структурных ярусов, осложненных структурами различного таксономического ранга.

Фундамент платформы

В строении фундамента платформы, представляющего нижний структурный этаж ее, принимают участие разновозрастные архейские структуры суперкрустальных пород и ранне-среднепротерозойские складчатые протогеосинклинальные и протоорогенные структуры карелид. Последние образуют узкие линейные пояса и шовные зоны, облегающие архейские глыбы. Структуры архейского фундамента слагают Алданский и Анабарский щиты, а также Шарыжалгайский выступ; они вскрываются единичными скважинами на погребенных Сунтарском и Якутском поднятиях, а также в отдельных районах Иркутского амфитеатра. Судя по экстраполяции данных о геофизических полях щитов в регионы платформенного чехла, значительную часть фундамента платформы составляют архейские разновозрастные и разнотипные структуры. Эти структуры не получили еще однозначной тектонической интерпретации. Вследствие сложной специфики тектонической структуры архейд существуют три концепции, определяющие их строение: алданский стиль складчатости (Е. В. Павловский), литоплинтовые и перилитоплинтовые системы (Ю. К. Дзевановский, Е. П. МIRONЮК), складчатые овалы (Л. И. Салоп). Кроме того, исследователи в пределах архейд намечают шовные прогибы и другие структуры. В настоящее время, по данным Е. П. МIRONЮКА, выделяются три структурно-формационных комплекса архейд — литоплинтовый, перилитоплинтовый и шовных прогибов. Литоплинтовые комплексы, будучи прообразом наиболее ранних относительно устойчивых масс коры, моделировали структурный план перилитоплинтовых комплексов. Выделение ли-

топлинтов и разделяющих их перилитоплинтовых систем объясняет существующую латеральную неоднородность архейд.

Шовные прогибы («шовные структуры» Е. В. Павловского и М. С. Маркова, «троги завершающего этапа» Ю. К. Дзевановского и Е. П. Миронюка, «троговый комплекс» А. М. Лейтеса и В. С. Федоровского, «прототафрогены» Л. И. Салопа, континентальные рифты Е. Е. Милановского, «зеленокаменные прогибы» американских исследователей и т. п.) являются позднеархейскими линейными и приразломными прогибами, которые испытали в это время крупную инверсию и вместе с разделяющими их кратами (гранито-гнейсовыми куполами и зонами базификации) определили важнейший рубеж в становлении литосферы, завершив создание «гранитного» слоя.

Карельские протогеосинклинальные складчатые структуры образуют в фундаменте платформы трог (рифты) и пояса, разделяющие консолидированные архейские глыбы. Протогеосинклинальные комплексы карелид вскрываются на Оленёкском поднятии (эекитская серия) и широко известны за пределами платформы. Складчатые протоплатформенные комплексы карелид вскрыты скважинами в пределах Прибайкальской моноклизы и Непско-Ботуобинского поднятия [130], где представлены различными типами гранитоидов преимущественно калиевого состава, граносиенитами и основными породами. На западе платформы гранитоиды вскрыты скважиной в бассейне Подкаменной Тунгуски.

В конце карельского тектонического цикла протогеосинклинальный и протоорогенный структурные комплексы завершили развитие и причленились к архейским глыбам, образовав единый кратон, впоследствии ставший фундаментом Сибирской платформы.

В гетерогенном и разновозрастном фундаменте различаются Алданская, Анабарская, Тунгусская, Ангарская и другие архейские глыбы и Оленёкская, Маймечя-Байкальская (с Таймырской ветвью), Енисейско-Таймырская (с Нижнетунгусской и другими ветвями), Енисейская и Прибайкальская карельские протогеосинклинальные и протоорогенные складчатые системы. Архейские глыбы каждая в отдельности представляют собой сочетание разновозрастных и разнотипных структур. Весьма гипотетическое строение имеют Тунгусская и Ангарская глыбы, расположенные к западу от Байкало-Таймырского шва. Самым дискуссионным является вопрос о характере фундамента в центральной части Тунгусской синеклизы на месте Сыверминского плато. По мнению Н. П. Васильковского [25], кристаллический фундамент, или «гранитный» слой, здесь отсутствует, а образования вулканогенно-осадочного чехла мощностью до 6 км залегают непосредственно на субокеанической (недоразвитой континентальной) коре. Юго-восточнее, под Центральнотунгусской впадиной, на основе электроразведочных данных В. А. Шапорова и В. М. Бубнова прослеживается глубокая линейная впадина, кристаллический

фундамент под которой находится на глубине 6,5—13 км. Впадина, вероятно, выполнена протогоеосинклинальными образованиями карелид [140, 243]. Н. Н. Михайловым и Г. Ф. Кузнецовым в западной части платформы намечаются две группы уровней сгущения магнитовозмущающих объектов, расположенных на глубинах 3—5 и 6—12 км и более. Э. Э. Фотиади и Г. Ф. Кузнецов считают, что нижний комплекс относится к архею, а верхний — к докембрию. Не исключено, что последний сложен карелидами.

Анализ геофизических данных, полученных за последние годы [230, 231, 241, 242, 243, 261, 291, 322], показал, что в пределах Сибирской платформы наиболее контрастно выделяются три типа земной коры: 1) гнейсо-базитовый (или гранулит-базитовый), 2) гнейсо-гранитовый и 3) субокеанический — безгранитовый. По данным К. А. Савинского и М. С. Савинской (рис. 3), гнейсо-базитовый тип коры мощностью 35—38 км представлен породами гранулитовой фации метаморфизма и в нем 70% приходится на «базальтовый» слой и 30% на «гранитный». Этот тип коры характеризуется доминирующим развитием относительно положительных гравитационных и магнитных аномальных полей, обусловленных высокой средней плотностью слагающих их пород, преобладающим «базальтовым» слоем и, видимо, приподнятым положением поверхности Мохоровичича. К блокам, сложенным гнейсо-базитовой корой, по К. А. Савинскому, относятся Мунский, Якутский, Чуньский, Ангаро-Катангский, Северо-Алданский, Тунгусский, Чоно-Ботуобинский (см. рис. 3) и ряд более мелких. В Тунгусском и Ангаро-Катангском блоках отчетливо выражены локальные гравитационные аномалии, которые К. А. Савинский и М. С. Савинская [243] связывают с гипербазитовыми или с базитовыми интрузиями. Меланократовые блоки фундамента рассматриваются как наиболее древние (порядка 3,3—2,4 млрд. лет). Причем к позднему интервалу этого времени, по-видимому, относятся блоки, сложенные уже гнейсо-гранитовой корой, которая образовалась в позднеархейский — раннепротерозойский этап в результате мощных процессов гранитизации.

Гнейсо-гранитный тип коры [243] имеет большую мощность (40—42 км) за счет увеличения мощности «гранитного» слоя, который составляет около 50% общей мощности коры. Он характеризуется преимущественно отрицательными гравитационными и слабыми магнитными аномалиями, что обусловлено небольшой средней плотностью слагающих его пород и разуплотнением земной коры в целом. Интенсивные локальные минимумы силы тяжести соответствуют, по-видимому, центрам гранитизации (субвулканам). Наиболее интенсивно процессы гранитизации на территории Сибирской платформы проявились в пределах территорий, тяготеющих к областям байкальской складчатости. К. А. Савинским и М. С. Савинской [243] выделяются две наиболее крупные зоны гнейсо-гранитной коры — Камо-Тайшетская вдоль Саяно-Енисейской складчатой области и Байкало-Патом-

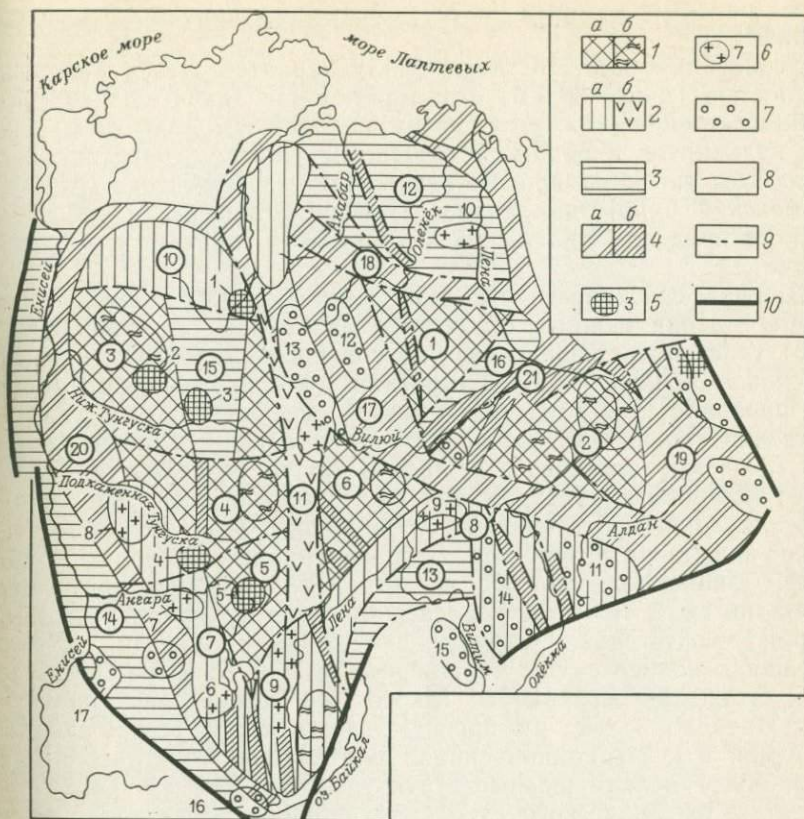


Рис. 3. Схема строения консолидированной земной коры Сибирской платформы. По К. А. Савинскому и М. С. Савинской [243].

1 — блоки (а) с гнейсо-базитовой корой и массивы в них (б) (цифры в кружках: 1 — Мунский, 2 — Среднееленский, он же Северо-Алданский, Якутский, 3 — Тунгусский, 4 — Чунский, 5 — Ангаро-Катангский, 6 — Чоно-Ботуобинский); 2 — зоны и блоки (а) и вулканоплутонические пояса (б) с гнейсо-гранитной корой (7 — Камо-Тайшетская и 8 — Байкало-Патомско-Алданская зоны, 9 — Южно-Ангарский блок, 10 — Пutorанский блок разуплотненной коры, 11 — Байкало-Таймырский пояс); 3 — зоны и блоки с субокеанической корой (12 — Анабаро-Оленёкский блок, 13 — Чуя-Витимская и 14 — Присяно-Енисейская зоны, 15 — Среднетунгусский и 16 — Вилюйский блоки); 4 — системы троговых структур (а) и отдельные трого (б) (17 — Анабаро-Вилюйская, 18 — Котуйкан-Мунская и 19 — Учуро-Майская системы, 20 — Чонский и 21 — Вилюйский трого); 5 — массивы гипербазитов и базитов (1 — Среднекотуйский, 2 — Тутончанский, 3 — Тембенчинский, 4 — Чадобецкий, 5 — Катангский); 6 — гранитоидные массивы (6 — Тайшетский, 7 — Мурский, 8 — Вельминский, 9 — Патомский, 10 — Северо-Мунский); 7 — срединные массивы и глыбы (11 — Иенгрский, 12 — Верхнемархинский, 13 — Верхнеоленёкский, 14 — Чарская, 15 — Мунская, 16 — Шарыжалгайская, 17 — Канская); 8 — границы блоков, зон и массивов; 9 — разломы по границам различных блоков; 10 — граница Сибирской платформы

ско-Алданская вдоль восточной границы платформы. Кроме того, полоса гранитных массивов субмеридионального простирания продолжается от Прибайкалья на север до Таймыра. Эту полосу К. А. Савинский и М. С. Савинская называют Байкало-Таймырским вулканоплутоническим поясом раннепротерозойской эпохи, простирающимся вдоль Таймыро-Байкальского (Трансазиат-

ского) разлома, который ранее намечался рядом исследователей [140, 217].

Субокеанический тип коры [243] характеризуется небольшой мощностью (менее 30 км), отсутствием или значительным сокращением «гранитного» слоя, преимущественным развитием основных вулканитов и общим повышенным уровнем гравитационного поля. Этот тип коры прослеживается на северо-востоке (Анабаро-Оленёкский блок), на западе (Присяяно-Енисейская зона), а также в пределах Вилюйской и Тунгусской синеклиз и в других местах.

Важная особенность строения земной коры Сибирской платформы — серия шовных структур рифтогенного (протоавлакогенного) типа, заложившихся как на континентальной, так и на субокеанической коре [243]. В строении тех и других много общего, что проявляется в сходстве геофизических полей, отчетливо выраженной линейности, относительно небольшой глубине залегания (3—5 км) архейского ложа и в других особенностях. К наиболее крупным структурам такого типа относится Анабаро-Вилюйская зона, протягивающаяся широкой (400 км) полосой с северо-запада на юго-восток. В гравитационном поле, по данным К. А. Савинского, эта зона характеризуется общим повышением аномалий силы тяжести. На северо-востоке платформы находится вторая рифтогенная структура — Котуйкан-Мунская, протягивающаяся полосой (200 км), пересекающей Анабаро-Оленёкский блок субокеанической коры. Такого же типа зона протяженностью около 3 тыс. км прослеживается вдоль северо-западной, западной и юго-западной окраин платформы. Отчетливо выделяются более мелкие шовные структуры (см. рис. 3). Такая особенность тектонического строения глубинных разделов земной коры под чехлом Сибирской платформы во многом определила характер последующего проявления глубинных магматических и связанных с ними рудных формаций. Все они располагаются вблизи шовных (возможно, рифтогенных) структур фундамента Сибирской платформы (см. раздел «Металлогенический анализ чехла...»).

Эоплатформенные (палеопротозойский и мезопротозойский) структурные ярусы

Эоплатформенные (палеопротозойский и мезопротозойский) структурные ярусы характеризуются протоавлакогенными, протоприорогенными и протоорогенными (дейтерогенными) структурно-формационными комплексами. Первые формировались синхронно заложению карельских протогеосинклиналей, нередко на продолжении последних, вторые — в эпоху инверсии карельских протогеосинклиналей и воздымания на их месте протоорогенов. Специфичность структур, сложенных указанными структурно-формационными комплексами, а также специфичность магматических формаций (кислые наряду с формациями основного состава)

ва) заставляют рассматривать их в качестве переходных — эоплатформенных [307, 325] или протоплатформенных [205]. С протоплатформенным режимом связано образование Хани-Субганского, Кодаро-Удоканского, Улканского протонавлакогенных, Мукунского и других протоприорогенов.

Палеопротозойский эоплатформенный структурный ярус слагают структурно-формационные комплексы, формировавшиеся в интервале $2500 \pm 100 \div 2000 \pm 100$ млн. лет, в период распада и дробления архейского кратона на отдельные глыбы в связи с заложением линейных структур протогоеосинклинального и протонавлакогенного типов. Протогоеосинклинальные структуры обнажены на Оленёкском поднятии и в обрамлении платформы на юге Енисейского кряжа, в центральной и юго-восточной частях Восточного Саяна (Онотский и другие грабены), в центральной и северо-западных частях Северо-Байкальского и Байкало-Патомского нагорий (Чуйский и другие прогибы).

Эоплатформенные протонавлакогенные структурно-формационные комплексы в современном срезе известны в Хани-Субганском, Улканском и Кодаро-Удоканском протонавлакогенах.

Хани-субганский протонавлакогенный структурно-формационный комплекс слагает ряд грабенов (грабен-синклиналей) субмеридионального простирания и представлен рядом формаций — чародаканской конгломерато-алеврито-песчаной, намсалинской карбонатной, биличинско-ханинской песчано-черносланцевой и станнахской песчаниковой — общей мощностью до 3000 м. К югу структура переходит в Кодаро-Удоканский протонавлакоген, рассматриваемый иногда как древнейшая миогеосинклиналь. Протонавлакоген сложен мощной толщей карбонатно-черносланцево-терригенных пород.

Улканский протонавлакогенный структурно-формационный комплекс сохранился в Улканском и Билякчанском прогибах [36].

К мезопротозойскому эоплатформенному структурному ярусу относятся структурно-формационные комплексы, формировавшиеся в интервале $2000 \pm 100 \div 1600 \pm 50$ млн. лет, в период орогенных воздыманий палеопротозойских протогоеосинклиналей, инверсий палеопротозойских протонавлакогенных в условиях господства филократонного режима на всей территории Сибирской платформы и ее ближайшего обрамления.

В современном срезе мезопротозойский эоплатформенный структурный ярус вскрывается в присводовой части современной Анабаро-Оленёкской антеклизы, где он представлен мукунской молассоидной формацией мощностью от 100 до 800 м. Сходный структурно-формационный комплекс (кебектинская, хугданская серии) сохранился на Алдане, где он залегает на пенеплене археид и сопровождается интрузиями основных пород. К этому структурно-формационному комплексу относится и алеврито-песчаниковая меденосная формация кеменской подсерии, завершающей формирование Кодаро-Удоканского прогиба с сопровождающими его габбро-норит-анортзитовой формацией и плутонами гранитов

рапакиви, а также конкулинская и бириндинская свиты Улканского грабенообразного вулканогена.

Все указанные структурно-формационные комплексы залегают полого, с небольшими углами падения.

За пределами платформы по времени образования мезопротозойскому эоплатформенному структурному ярусу отвечает складчатый протоорогенный карельский структурно-формационный комплекс, вскрывающийся на Енисейском крыже (пенченгинская серия), Восточном Саяне (ермасохинская свита и др.) и Байкало-Патомском нагорье (акитканская серия). Он залегают со структурным несогласием на складчатом протогеосинклинальном комплексе палеопротозойского (карелид).

Плитные структурные ярусы чехла платформы

В чехле платформы кроме эоплатформенных (палеопротозойский и мезопротозойский) выделено семь плитных структурных ярусов — неопротозойский, эпипротозойский, вендско-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойско-нижнемезозойский, средне-верхнемезозойский и кайнозойский.

Плитные структурные ярусы, как и эоплатформенные, сложены структурно-формационными комплексами, соответствующими ряду или нескольким малым рядам формаций, формировавшимся в течение одного тектонического этапа развития чехла, и характеризуются самостоятельностью структурного плана (рис. 4).

Неопротозойский структурный ярус

Этот ярус слагают образования, формировавшиеся в интервале $1600 \pm 50 \div 1000 \pm 50$ млн. лет, в период распада мезопротозойского кратона — расчленения его авлакогенами на отдельные блоки, нередко связанными с заложением и развитием байкальских геосинклиналей вдоль южных, западных, северных [6, 220] и, по-видимому, северо-восточных [7] окраин платформы. В связи с развитием байкальских геосинклиналей, определивших западные и юго-западные границы платформы, и входящих в платформу авлакогенных структур усилилась дифференциация морфоструктур последней. Структуры, возникшие в областях, прилегающих к байкальским геосинклиналям, образуют теперь линейные зоны поднятий вдоль окраины платформы и рассматриваются как перикратонные структурно-формационные комплексы. Вдоль западной окраины платформы образовался туруханский перикратонный структурно-формационный комплекс, на юге — присаянский и прибайкальский, на юго-востоке — патомский и юдомо-майский, на востоке — хараулахский. Мощность перикратонных структурно-формационных комплексов до 5000 м. Авлакогены возникли в результате проникновения разломов из геосинклинальных областей в тело платформы вдоль зон карельских протогеосинклиналей. Это Иркинеевский, Уджинский и, возможно,

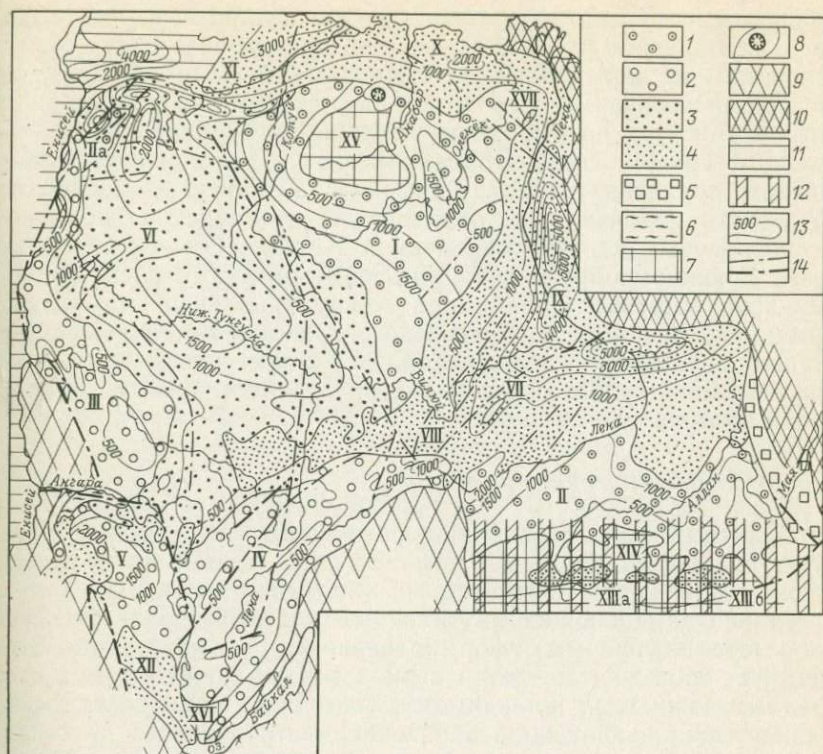


Рис. 4. Схема тектонического районирования Сибирской платформы.

Плитные структурные ярусы: 1 — неопротозойский, эпипротозойский, вендско-нижнепалеозойский и среднепалеозойский (I — Анабаро-Оленёвская антеклиза, II — Средненеленская моноклиза, IIa — Хантайско-Рыбинское поднятие); 2 — среднекембрийско-нижнеордовикский подъярус и среднепалеозойский ярус (III — Приенисейская моноклиза, IV — Прибайкальская моноклиза, V — Ангаро-Тасеевская синеклиза); 3 — верхнепалеозойско-нижнемезозойский (VI — Тунгусская синеклиза); 4 — средне-верхнемезозойский (VII — Вилюйская синеклиза, VIII — Ангаро-Вилюйский внутриплатформенный прогиб, IX — Приверхоянский краевой прогиб, X — Лено-Анабарский прогиб, XI — Хатангский прогиб, XII — Присяянский прогиб, XIIIa — Чульманская впадина, XIIIb — Токкинская впадина). Складчатые платформенные структуры: 5 — Юдомо-Майского прогиба; 6 — Ангарской зоны складок. 7 — выступы фундамента платформы (XIV — Алданский, XV — Анабарский, XVI — Шарыжалгайский, XVII — Оленёвский); 8 — Попигайский метеоритный кратер. Складчатые структуры обрамления платформы: 9 — карелиды, байкалиды и каледониды; 10 — мезозонды. 11 — Западно-Сибирская молодая платформа; 12 — области автономной активизации; 13 — изолинии подошвы структурных ярусов; 14 — основные разломы

Удинский, Урикский и Котуйский авлакогены с мощностью осадочных образований до 4000 м. На севере и востоке платформы развивались хатакратоны с маломощным (до 1500 м) покровом осадочно-вулканогенных формаций (см. рис. 4). Хатакратонный структурно-формационный комплекс слагает первые типично платформенные структуры, характеризующиеся изометричными формами, постоянством состава и мощностей формаций, медленной сменой их по латерали, отсутствием резко выраженных линейных структур.

Первый плитный ярус платформы — неопротозойский — залегает с несогласием на более древних эоплатформенных образованиях или на кристаллическом фундаменте [140]. В современном срезе платформы перикратонные структурно-формационные комплексы яруса вскрываются частично в Туруханском, Хараулахском, Присаянском, Прибайкальском, Патомском и Юдомо-Майском поднятиях, авлакогенные — в Уджинском, Чадобецком и Урикском поднятиях, хатакратонные — в Учурской впадине и на присводовых частях современной Анабаро-Оленёкской антеклизы. В южном обрамлении платформы неопротозойскому плитному ярусу отвечает складчатый геосинклинальный структурно-формационный комплекс Енисейского кряжа и Восточного Саяна, а также складчатый перикратонный структурно-формационный комплекс Байкало-Патомского нагорья, вовлеченный в складчатость в послекаледонское время.

Эпипротозойский структурный ярус

Этот плитный ярус сложен приорогенными и хатакратонными структурно-формационными комплексами, характеризующимися широким развитием молассоидных (на западе, юге и востоке) и латерально замещающих их типичных платформенных формаций (на севере платформы), формировавшихся в интервале около $1000 \pm 50 - 650 \pm 20$ млн. лет в период воздымания орогенов вдоль западных, южных и, по-видимому, восточных окраин платформы. В заключительную стадию образования структурного яруса произошло общее поднятие платформы, сопровождаемое внедрением вдоль разломов формаций основных, щелочно-основных, щелочно-ультраосновных пород. Хатакратонный структурно-формационный комплекс залегает на разновозрастных образованиях, образует плоские изометричные структуры. Приорогенные структурно-формационные комплексы обычно накладываются с разрывом на перикратонные. В современном срезе платформы структуры эпипротозойского плитного яруса вскрываются фрагментарно в виде реликтов предгорных прогибов, опоясывающих платформу с запада, юга и востока. Так, прибайкало-енисейский приорогенный структурно-формационный комплекс обнажается вдоль Игарского поднятия (Сухарихинский прогиб), на Енисейском кряже (Тейский прогиб), вдоль Енисейского кряжа (Ангарский прогиб), в Присаянье (Уринский прогиб) и в Прибайкалье (Ушаковский прогиб). Юдомо-майский приорогенный комплекс вскрывается фрагментарно на Сэтте-Дабане. С этим комплексом связаны проявления толеит-долеритовой, дунитовой и ийолит-карбонатитовой формаций.

Лено-анабарский хатакратонный структурно-формационный комплекс вскрывается в присводовой части современной Ангаро-Оленёкской антеклизы, где слагает часть пологих (до $3-6^\circ$) крыльев Анабарского поднятия, сводовую часть Оленёкского поднятия и присводовую часть Солоолийского выступа. Структурно-

формационные комплексы яруса пересекаются дайками долеритов и трахидолеритов беенчеминского типа [140]. В складчатых системах обрамления платформы эпипротозойскому плитному ярусу отвечает складчатый орогенный структурный ярус байкалид Енисейского края (чингасанская серия), Восточного Саяна (изыкская серия и ее аналоги) и Байкало-Патомского нагорья (бодайбинская подсерия).

Вендско-нижнепалеозойский структурный ярус

Вендско-нижнепалеозойский плитный структурный ярус охватывает образования хатакратонных структурно-формационных комплексов, формировавшихся от венда до раннего ордовика включительно (интервал $650 \pm 20 - 450$ млн. лет), и залегает со структурным несогласием либо на эпипротозойском, либо на более древних структурных ярусах. Он разделяется на вендско-среднекембрийский (включая амгинский ярус) и среднекембрийско (начиная с майского яруса)-нижнеордовикский структурные подъярусы.

Вендско-среднекембрийский подъярус формировался в условиях обширного хатакратона, охватившего всю платформу; за южными и, возможно, восточными ее границами развивались каледонские геосинклинали. Среднекембрийско-нижнеордовикский подъярус характеризуется хатакратонными и приорогенными комплексами; за южными ее границами происходило развитие каледонских орогенов.

Вендско-среднекембрийский плитный структурный подъярус сложен тремя четко обособившимися хатакратонными структурно-формационными комплексами — лено-тунгусским, юдомо-оленёкским и алдано-анабаро-рыбнинским, — отличающимися друг от друга рядами слагающих их формаций. Эти структурно-формационные комплексы характеризуют одноименные хатакратонные структурно-формационные зоны. Лено-Тунгусская солеродная структурно-формационная зона представляла собой крупнейшую солеродную «лагуну-море», отделившуюся от открытых северных морей Юдомо-Оленёкской известняково-доманикоидной зоны Алдано-Анабаро-Рыбнинским плоским подводным барьером. Для последнего характерны размыты и сокращенные мощности известняково-доломитовых формаций. На юге от каледонских геосинклиналей Лено-Тунгусская солеродная зона была отделена островными дугами.

Лено-тунгусский хатакратонный структурно-формационный комплекс образует ряд погребенных конседиментационных впадин и поднятий, сложенных рядом формаций общей мощностью до 2500 м. Структурно-формационный комплекс вскрывается в Прибайкальской, Приенисейской и Приленской моноклизах и в зоне Ангарских складок, где он слагает ряд линейных структур типа валов и антиклиналей.

Алдано-анабаро-рыбнинский хатакратонный структурно-формационный комплекс образует крупные структуры северо-западного (Мунское и другие поднятия, Тюнг-Силигирский и Буотомский валы, южный борт Суханской впадины) и северо-восточного (Рыбнинский, Кулюмбинский валы) простирания. Выделяются две части комплекса: рыбнинская на северо-западе и алдано-анабарская на востоке платформы. Рыбнинскую часть структурно-формационного комплекса образуют осевые части Кулюмбинского и Рыбнинского валов, сложенные тремя малыми рядами формаций общей мощностью от 616 до 1291 м [60]. Анабаро-алданская часть структурно-формационного комплекса разобщена современной Вилуйской синеклизой. Комплекс сложен двумя малыми рядами формаций общей мощностью от 640 до 1600 м.

Юдомо-оленёкский хатакратонный структурно-формационный комплекс слагает узкую субмеридиональную полосу на крайнем северо-западе платформы, северо-восточную часть современной Анабаро-Оленёкской антеклизы (Куойско-Далдынское и Оленёкское поднятия) и восточную часть Приленской моноклизы. Северо-западная часть структурно-формационного комплекса охватывает бассейн низовьев правых притоков р. Енисея, где он образует пологую моноклиаль и Чернореченский вал. Структурно-формационный комплекс слагают три малых ряда формаций общей мощностью около 2700 м. На северо-востоке Анабаро-Оленёкской антеклизы различаются две ветви — юго-западная доманикоидная (внутренняя) и северо-восточная открытого моря (внешняя). Последняя охватывает районы нижнего течения р. Оленёк и Хараулахских гор. В доманикоидной части выделяются два малых ряда формаций общей мощностью 220—1125 м, слагающих борта Суханской впадины вышележащего структурного подъяруса.

Среднекембрийско-нижеордовикский плитный структурный подъярус слагают лено-тунгусский хатакратонный, иркутский и подкаменно-тунгусский приорогенные структурно-формационные комплексы. Комплексы формировались одновременно с орогеническими движениями в области каледонид и нисходящих движений большого размаха на северо-западе и востоке платформы. Широко развиты формации регрессивной и незначительно трансгрессивной и инундационной стадий. Прямых данных о магматической деятельности, связанной с образованием подъяруса, нет. В этой связи интересны данные В. И. Братова, установившего широкое проявление «пеплопадов», которые вписываются в заключительную стадию седиментогенного цикла, венчающую ряд формаций [140].

За пределами платформы, в Сетте-Дабане, подъярус отвечает складчатый хатакратонный структурный ярус, возникший в результате тектонических процессов верхоянского времени. В Восточном Саяне латеральным аналогом рассматриваемого плитного подъяруса является складчатый орогенный структурный ярус.

Лено-тунгусский хатакратонный структурно-формационный комплекс, образующий плитный подъярус, слагает две структурно-формационные зоны, различающиеся рядами формаций — Лено-

Котуйскую и Норильскую [140]. В современном структурном плане структурно-формационный комплекс вскрывается на западном и южном склонах Анабаро-Оленёкской антеклизы, на северо-западе Приленской моноклизы (Лено-Котуйская структурно-формационная зона) и на Хантайско-Рыбнинском поднятии (Норильская структурно-формационная зона).

Иркутский приорогенный структурно-формационный комплекс подъяруса образует четыре структурно-формационные зоны — Присянскую, Ангаро-Илимскую, Прибайкальскую и Катангскую. В современном структурном плане этот комплекс слагает Прибайкальскую моноклизу и Ангаро-Тасеевскую синеклизу [140, 197], называемую также Енисейско-Ангарской депрессией [253] либо Присяяно-Енисейской синеклизой [293]. Их слагает ряд формаций общей мощностью до 3900 м.

Подкаменно-тунгусский приорогенный структурно-формационный комплекс образует современную Приенисейскую моноклизу (см. рис. 4), в пределах которой выделяются Вельминско-Лебяжьинская и Чуньская структурно-формационные подзоны [140]. Первая в позднекембрийское — раннеордовикское время носила следы близости подвижной области (молассоидные формации), а во второй преобладают автохтонные формации общей мощностью от 650 до 800 м. В Приенисейской моноклизе выделяются Туруханско-Игарское, Турамское поднятия и Вельминский выступ. На северо-западном крыле Турамского поднятия развиты конседиментационные валы и мульды.

Среднепалеозойский структурный ярус

Этот плитный ярус охватывает структурно-формационные комплексы, возраст которых от среднего ордовика до раннего карбона (турнейский век) (интервал 450—320 млн. лет). Он залегает со стратиграфическим и структурным несогласием на различных срезах вендско-нижнепалеозойского структурного яруса. Структурный план яруса коренным образом отличается от структурного плана нижележащего вендско-нижнепалеозойского яруса.

Выделяются среднеордовикско-нижнедевонский (зигенский) и девонский структурные подъяруса. Среднеордовикско-нижнедевонский подъярус формировался в условиях образования хатакратонных структур, охватывающих центральные и северо-западные части платформы. Девонский подъярус характеризуется сокращением хатакратонных условий и развитием приорогенных структур вдоль южных границ платформы.

Среднеордовикско-нижнедевонский структурный подъярус сложен лено-тунгусским хатакратонным структурно-формационным комплексом, развитым в южной, центральной и северо-западной частях Сибирской платформы. Структурно-формационный комплекс образован двумя малыми рядами формаций [140] с широким развитием формаций трансгрессивной и инундационной стадий и огра-

ниченным — регрессивной. Общая мощность рядов формаций от 300 до 1300 м. В современном структурном плане структурно-формационный комплекс вскрывается в центральной части Ангаро-Тасеевской синеклизы, в Прибайкальской, Приенисейской и на западном склоне Приленской моноклиз, на западном и южном склонах Анабаро-Оленёвской антеклизы и на Хантайско-Рыбнинском поднятии. В пределах этих структур комплекс слагает ряд впадин (Канско-Тасеевская, Нюйская, Березовская и др.) и мульд (Гурьевская, Усть-Мундуйская и др.), а также крылья ряда положительных структур типа поднятий (Туруханско-Игарское, Хантайско-Рыбнинское и др.), валов (Суломай-Лебяжинский, Енгидинский и др.) и других структур (см. рис. 4).

Девонский структурный подъярус образует на северо-западе платформы крупную Тунгусскую хатакратонную структуру, связанную с областями интенсивных опусканий, опоясывающих Сибирскую платформу с северо-запада, севера и северо-востока. На месте неопротозойского Уринского авлакогена структурный подъярус слагает Вилюйский авлакоген, в Присаянье — компенсированную Канско-Тасеевскую впадину, а в среднем течении Лены — Орночеканскую впадину, обладающие чертами предгорных прогибов, формировавшихся одновременно с глыбовыми движениями в области Восточного Саяна и Байкало-Патомского нагорья. Девонский плитный подъярус слагают три структурно-формационных комплекса: тунгусский хатакратонный, вилюйский авлакогенный и канско-тасеевский приорогенный. Второй и третий из них характеризуются проявлением основного, щелочно-основного и кимберлитового магматизма. Вдоль южных окраин платформы в результате глыбовых движений формировались межгорные впадины — Рыбинская и др.

Тунгусский хатакратонный структурно-формационный комплекс слагает Бахтинскую впадину, периферические части Приенисейской моноклизы, Хантайско-Рыбнинского и Анабарского поднятий.

Вилюйский авлакогенный структурно-формационный комплекс образует зону Кемпендййских куполовидных структур, центральную часть Березовской впадины и восточный борт Ботуобинской седловины. Распространенные на юге молассовидные формации на севере сменяются соленосными. Магматические формации представлены толеит-долеритовой, толеит-базальтовой, трахидолеритовой, трахибазальтовой и кимберлитовой. На северо-востоке платформы в современном срезе авлакогенный структурно-формационный комплекс слагает Кютюнгинский грабен.

Канско-тасеевский приорогенный структурно-формационный комплекс слагает одноименную впадину, представлен рядом формаций общей мощностью 500 м. Магматические формации представлены кимберлитами и интрузиями щелочно-ультраосновных пород с карбонатами (зиминский комплекс).

Описываемый плитный структурный ярус (см. рис. 4) охватывает хатакратонные структурно-формационные комплексы от верхов нижнего карбона до триаса включительно и залегает со структурным несогласием на более древних структурных ярусах. Ярус характеризуется слабой дифференцированностью структурных форм в пределах южной и центральной частей платформы и большой контрастностью их вдоль северо-западных и северных окраин платформы. Он разделяется на два подъяруса: верхнепалеозойский, сложенный терригенно-карбонатными и угленосными формациями, и нижнемезозойский, сложенный вулканогенными формациями. Формирование яруса сопровождалось заложением и развитием Верхоянской геосинклинали, определившей северо-восточные и восточные границы платформы.

Верхнепалеозойский плитный структурный подъярус в общих чертах совпадает с Тунгусским угленосным бассейном, сложенным хатакратонным структурно-формационным комплексом. На северо-востоке платформы он представлен хатакратонным котуйско-оленёкским структурно-формационным комплексом.

В тунгусском хатакратонном структурно-формационном комплексе различаются Приенисейская, Ангаро-Мурская, Учаминская, Центральнотунгусская и Вилюйская структурно-формационные зоны.

В Приенисейской зоне структурно-формационный комплекс слагает Нижнетунгусскую впадину и структуры, осложняющие ее. К северу от впадины структурно-формационный комплекс подъяруса в виде узкого бордюра окаймляет Хантайско-Рыбнинское поднятие.

В Ангаро-Мурской зоне структурно-формационный комплекс образует структуры (мульды, валы, впадины, брахисинклинали) Ангаро-Мурского и Теряно-Ковинского прогибов. Для обеих этих структур характерны терригенно-карбонатные формации и большие мощности (до 1000 м) угленосной формации.

В Учаминской зоне структурно-формационный комплекс слагает Учаминское, Тембенчинское и частично Катангское конседиментационные поднятия; в ней отсутствуют формации терригенно-карбонатного семейства, мощность угленосной формации сокращена. На Учаминском поднятии выделяются валы, купола и горсты [138].

Структурно-формационный комплекс в Центральнотунгусской зоне слагает Центральнотунгусскую впадину и характеризуется значительными мощностями (сотни метров) угленосной формации. Для Вилюйской зоны характерны формации терригенного семейства и незначительная (десятки метров) мощность угленосных отложений.

Котуйско-оленёкский хатакратонный структурно-формационный комплекс прослеживается вдоль северной окраины Анабаро-

Оленёкской антеклизы и образует пологую структуру, погружающуюся к северу. К востоку, в Верхоянье, плитный подъярус замещается синхронным ему геосинклинальным складчатым структурно-формационным комплексом, мощность которого до 6900 м.

Нижнемезозойский плитный структурный подъярус сложен хаткратонным структурно-формационным комплексом в одной из крупнейших структур Сибирской платформы, известной под названием Тунгусской синеклизы, формировавшейся в условиях общего поднятия платформы, дробления ее и разряжения напряженности магматических очагов с излиянием огромных масс главным образом толентов базальтов. Сведений о северных границах тунгусского вулканогенного комплекса и о его соотношениях с верхояно-таймырским складчатым структурным ярусом нет. Возможно, что тунгусский структурно-формационный комплекс продолжается на север за современные границы Сибирской платформы и теперь скрыт под юрско-меловым плитным ярусом Енисейско-Хатангского прогиба или в результате грандиозного рифтового растяжения переместился на север, где он вновь появляется из-под юрско-мелового чехла в хр. Бырранга интенсивно смятым в складки. Развитие тунгусского вулканогенного комплекса сопровождалось образованием зон разломов как в пределах его сочленения с прилегающими областями, так и внутри него. В настоящее время Тунгусская синеклиза представляет собой сложно построенную структуру, открытую к северу, в сторону Енисейско-Хатангского юрско-мелового прогиба (см. рис. 4). Центральная и северо-западная части синеклизы выполнены мощными (до 3000—4000 м) вулканогенными и интрузивными формациями преимущественно нижнего триаса. Синеклиза испытала интенсивное дробление на фоне общего воздымания, сопровождавшегося гигантскими обрушениями с выбросом пирокластических, излиянием эффузивных и внедрением интрузивных формаций основных, ультраосновных — основных, щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород. Она феноменальна по объему основных пород: только в пределах современных границ платформы сохранившийся объем их составляет около 1 млн. км³.

В пределах синеклизы выделяются Катангская, Путоранская, Предтаймырская, Приенисейская структурно-формационные зоны, различающиеся между собой набором формаций, их строением, мощностями, структурной моделью и рудной специализацией. Каждая зона контролируется одной или несколькими структурами, осложняющими строение Тунгусского хатакратона [140].

Катангский структурно-формационный комплекс образует Ванаварскую и Центральнотунгусскую впадины и Учаминское поднятие.

Путоранский структурно-формационный комплекс образует Путоранский выступ и Сыверминскую впадину. Он представлен пирокластической и эффузивными толент-базальтовыми формациями мощностью от 700 до 1800 м. Незначительно развита толент-долевая формация [140].

Приенисейский структурно-формационный комплекс выделен вдоль Ламско-Летнинской (Имангдино-Курейской) зоны разломов; его слагают трахибазальтовая и толеит-базальтовая формации общей мощностью от 300 до 1800 м. Интрузивные формации представлены долеритовой и оливинит-габбровой. Структурно-формационный комплекс образует полого погружающуюся на восток моноклиналь, которая переходит на юге в Сыверминскую впадину, а на севере — в Ламо-Горбначинскую желобообразную структуру.

Предтаймырский структурно-формационный комплекс выделен вдоль северо-западной и северной окраин платформы, где он трасируется Норильской, Вологодчанской, Хараелахской, Иконской, Большеавамской, Боярской и Дельканской мульдами. Иконская, Большеавамская, Боярская и Дельканская мульды разделены Кыстыхтахским, Хетским и Малороманихинским порогами [7]. Мощность триасовых вулканогенных формаций в центральных частях Норильской, Хараелахской, Иконской и Дельканской мульды соответственно 2000, 2600, 4000 и 4000 м. К периферии она сокращается. Большеавамская и Боярская мульды сложены вулканогенными толщами мощностью соответственно около 1700 м и 1100 м. Структурно-формационный комплекс наряду с толеит-базальтовой и долеритовой представлен формациями ультраосновных — основных (оливинит-габбровая), щелочно-основных (трахибазальтовая и трахидолеритовая) и щелочно-ультраосновных (пикрит-меланофелинитовые, ийолит-карбонатитовая и кимберлитовая) пород.

Норильская и Вологодчанская мульды разбиты серией разломов: Норильско-Хараелахским, Фокинско-Тангаралахским и др., имеющими в основном северо-восточное простирание. Эти разломы ограничивают отдельные блоки, образующие горсты и грабены, брахиантиклинали, приразломные брахисинклинали. Образование серии разломов северо-восточного простирания, в том числе Норильско-Хараелахского, привело к блоковой структуре мульды.

Все структуры Предтаймырской структурно-формационной зоны сложены наряду с толеит-базальтовой формациями глубинных магм, внедрение которых связано с растяжением коры и расколами, глубоко пересекающими земную кору. Магмообразование, давшее формации щелочно-ультраосновных, ультраосновных — основных и щелочно-основных пород, происходило в специфических тектонических условиях, несовместимых с условиями «тектонического покоя» платформы. Они могли возникнуть в результате высококонтрастных движений, значительного растяжения и расколов, достигавших максимально возможных глубин мантии.

Средне-верхнемезозойский структурный ярус

Средне-верхнемезозойский плитный структурный ярус (юра и мел) характеризуется перестройкой структурного плана, охватившей всю платформу. Основной тенденцией этапа было общее поднятие

платформы, компенсируемое интенсивным прогибанием ее пограничных с геосинклиналями частей (на севере и востоке) или погружением громадных территорий за ее пределами (на западе и северо-западе). Погружения, связанные с формированием Яно-Колымской геосинклинали, на восточном и северо-восточном бортах платформы привели к образованию Лено-Хатангского перикратона. В южной части платформы развивался Ангаро-Ленский хатакратон. Южные участки платформы были охвачены автономной активизацией, в результате которой сформировались присаянский и пристановой структурно-формационные комплексы.

Лено-хатангский перикратонный структурно-формационный комплекс*слагает линейный прогиб, расположенный на восточной и северо-восточной окраинах платформы. В нем выделяются Приверхоянский и Лено-Анабарский краевые прогибы (см. рис. 4).

Ангаро-ленский хатакратонный структурно-формационный комплекс слагает Вилюйскую синеклизу и Ангаро-Вилюйский внутриплатформенный прогиб. Вилюйская синеклиза (А. Г. Ржонский, Н. С. Зайцев и др.) осложняется структурами более высокого порядка — поднятиями, куполами, мульдами, а также разломами.

Присаянский и пристановой структурно-формационные комплексы характеризуются появлением автономной активизации различной степени. Для первого она выразилась в образовании неглубоких компенсационных впадин, а для пристанового комплекса — в энергичном прогибании заложившихся впадин и в последующем проявлении сложных комплексов кислого и щелочного магматизма. Присаянский структурно-формационный комплекс образует Иркутскую и Канскую впадины. Иркутская впадина контролирует Иркутский угленосный бассейн. Строение впадин осложняется мульдами и валами. Канская впадина — это восточная (платформенная) часть Канско-Ачинского бурогоугольного бассейна. Пристановой структурно-формационный комплекс охватывает впадины на Алдано-Становом щите, входящие в состав Южно-Якутского каменноугольного бассейна. Первый этап активизации сопровождался интрузиями кислых и щелочных пород. В конце раннего мела на Алдано-Становой щит наложился процесс второго этапа автономной активизации, проявившиеся в образовании разломов, в блоковых движениях, в щелочно-основном и кислом магматизме. В результате воздымания Алданского свода фрагменты структурно-формационного комплекса сохранились лишь в грабен-моноклиналях, именуемых впадинами (Чульманская, Токкинская). Впадины с юга ограничены крупными, протягивающимися на сотни километров субширотными разломами типа надвигов и взбросов, по которым древние структуры надвинуты на структуры рассматриваемого структурного яруса.

Кайнозойский структурный ярус

Этот плитный ярус охватывает структурно-формационные комплексы палеогена и неогена, образующие Нижнеалданский приорогенный прогиб, Муруктинскую и Аганалийскую впадины. В конце неогена вся территория платформы превратилась в единый филократон, восходящие движения в котором привели к образованию современного рельефа. За южными и восточными границами платформы плитному ярусу отвечает ряд небольших, глубоких впадин, образовавшихся в результате процессов автономной активизации.

В бассейне Попигая располагается кайнозойский метеоритный кратер диаметром 80—100 км и предположительной глубины до 3 км [152].

ОСНОВЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПЛАТФОРМ

В основе металлогенического анализа платформ лежит структурно-формационный метод, базирующийся на сочетании тектонического и формационного анализов, а также данные о глубинном строении земной коры. Структурно-формационный метод раскрывает закономерности осадконакопления, проявления магматизма, формирования тектонических структур, которые обусловили образование полезных ископаемых.

Метод структурного анализа является, по мнению М. М. Тетяева [297, 298], «основным методом тектонических исследований, рассматривающих элементарные структуры и их сочетание в исторической перспективе их развития. Структурный анализ — руководящая нить, важнейший метод тектоники, который во взаимодействии с изучением внутреннего строения земной коры, рельефа поверхности и магматической деятельности, отражающей процессы подкоровой зоны, позволяет решать коренные вопросы этой науки» [297, с. 58]. Парагенетические сообщества пород (формации), слагающие структурную форму, являются вещественным фоссилизированным выражением первичных тектонических движений. Поэтому анализ тектонического развития чехла платформы базируется на изучении структурных форм (структурный анализ) и их вещественного состава (формационный анализ). Соединение структурного и формационного анализов является той теоретической базой, которая должна быть положена в основу современных металлогенических (минерагенических) исследований.

Структурно-формационный метод, базирующийся на изучении геологических формаций, закономерной смены их по вертикали (вертикальные ряды формаций) и горизонтали (латеральные ряды формаций) и созданных ими структурных форм, позволяет приблизиться к выявлению общих законов эволюции платформ, установлению этапов и стадий тектонического развития и выделению структурно-формационных областей и зон этих этапов. Структурно-формационный анализ позволяет выделить рудоносные формации и наметить закономерности их размещения.

Структурно-формационные области и зоны отдельных этапов, содержащие те или иные рудоносные и рудные формации, определяют контуры соответствующих металлогенических таксонов. Оценивая сущность и значение формационного анализа при изучении геологической истории, Ю. А. Косыгин справедливо отмечает, что «любой структурный элемент осадочной оболочки, выделенный по вещественному (формационному) признаку, мыслится как некоторая ассоциация геологических (осадочных, маг-

матических и метаморфических) формаций, так как развитие этого структурного элемента во времени и пространстве полностью определяется вертикальной и латеральной последовательностью входящих в него формаций. Процессы осадконакопления и магматизма поэтому следует рассматривать как основные комплексы и главное содержание геологического развития структурного элемента, а не как явление, сопровождающее это развитие. Представления об этапах и стадиях развития должны отражать последовательность формаций и быть целиком основанными на изучении состава формаций и их размещения. Этапы же и стадии как таковые, взятые вне зависимости от формаций, не имеют никакого смысла в изучении геологической истории» [107, с. 349]. Суть и значение формационного анализа состоят в том, что он, связав стратиграфию, литологию, палеогеографию, магматизм и геотектонику с полезными ископаемыми, помогает раскрывать закономерности распределения последних [325]. Важнейшее значение при структурно-формационном анализе имеют вопросы номенклатуры и классификации тектонических структур и геологических формаций, а также связанные с ними вопросы терминологии.

Общепринятой классификации и номенклатуры платформенных структур и геологических формаций до сих пор нет. Неодинаковые исходные позиции исследователей по вопросам выделения и классификации геологических формаций и структур платформ, обусловившие разночтение их, заставляют кратко остановиться на этих вопросах. Такой же важной проблемой являются вопросы выделения рудоносных и рудных формаций, поэтому им мы уделяем особое внимание.

Важнейшие проблемы металлогенического анализа платформ — металлогеническое районирование и его таксоны. Поэтому принципам металлогенического районирования, базирующимся на структурно-формационном анализе чехла платформы с учетом строения глубинных ее разделов, мы придаем большое значение и остановимся на них в конце этого раздела.

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА СТРУКТУР ПЛАТФОРМЫ

Принимаемая нами классификация структур платформы учитывает структуры глубинного (тектонические структурно-оболочечные объекты) и регионального (тектонические структурно-формационные объекты) уровней.

Структуры глубинного уровня относятся к внутреннему строению Земли и отражают неоднородности состава коры и мантии. Эти структуры заключены между глубинными поверхностями разделов плотностей Земли, выявляемых как геологическими, так и геофизическими методами, использующими корреляционные зависимости между физическими полями. Геологическими и геофизическими методами выявляется оболочечная структура чехла плат-

формы по глубинам залегания поверхности фундамента (консолидированной коры), только геофизическими — на основе результатов исследований физических полей методом объемных волн землетрясений (МОВЗ) и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) — определяется глубина залегания границы поверхности Мохоровичича (М) и границы «гранито-гнейсового» и «базальтового» слоев, а также другие границы разделов плотностей, имеющие различные варианты интерпретации. Геологическое содержание глубинных структур — тектонических структурно-оболочечных объектов, выявляемых геофизическими методами, решается неоднозначно и находится в области поисков. Характеристика оболочек, выделенных на основе известных геофизических параметров, сводится к представлениям об их самых общих морфологических параметрах и об еще более гипотетическом составе; о внутреннем строении тектонических структурно-оболочечных объектов глубинных разделов Земли (коры, мантии) еще мало данных. Крупным изгибом поверхности оболочек придается характеристика различных положительных и отрицательных морфоструктур, заимствованных из арсенала понятий о структурах регионального уровня. Применение указанных терминов для оболочечных структур глубинных разделов Земли неоправданно, так как значение тектонических понятий определенного содержания переносится на объекты неизвестного качества. Очевидно, для глубинных структур оболочечного уровня более приемлема была бы терминология, отвечающая характеристике дифференцированности глубин положения поверхности разделов оболочек.

Структуры регионального уровня отражают внутреннее строение и этапы развития фундамента и чехла платформы. Классификация и номенклатура платформенных структур регионального уровня, базирующихся на материале в основном по Восточно-Европейской и Сибирской платформам, приводятся в работах Н. С. Шатского [335], М. М. Тетяева [297, 298], В. В. Белоусова [11], А. А. Бакирова, Н. Н. Форша [321], Ю. А. Косыгина [107], Л. И. Красного [110], Л. Н. Розанова, Н. С. Малича [140], а также в проекте классификации, составленной В. А. Дедеевым, И. П. Жабревым, В. Д. Наливкиным, Л. Н. Розановым, П. А. Софроницким, В. Е. Хаиным [227] и др. Однако до сих пор нет общепринятой номенклатуры структур. Сосуществуют классификации, основанные на морфологических и генетических критериях.

В морфологической классификации структур критерием в одних случаях служат пределы размеров для каждой группы структур, как это было сделано в проекте классификации, в других случаях степень соподчиненности их, т. е. выделение структур нескольких порядков от самых крупных до самых малых. В генетической классификации структур размеры уже не могут иметь определяющего значения.

При разработке номенклатуры и классификации тектонических подразделений платформ, когда в настоящее время сталкиваются генетическое и морфологическое направления исследований, наи-

более объективным критерием является структурно-вещественный, основанный на выделении, сравнительном анализе и типизации крупных геологических тел, характеризующихся единством структурно-формационных параметров.

Тектоническое районирование платформенных областей проводится обычно по морфоструктурному признаку с выделением крупных структурных форм современного среза, таких как синеклизы, антеклизы, моноклизы и т. п. Эффективность такого районирования ничтожна, поскольку формационная характеристика не позволяет выделять структуры как самостоятельные геологические тела, контролирующее распределение полезных ископаемых.

В платформенном чехле можно выделять крупные структурно-формационные области (или структурно-формационные комплексы), контролирующиеся надпорядковыми структурами, геологическое развитие которых имело свои особенности, выразившиеся специфичностью вещественного состава (рядов формаций). Поэтому номенклатуру основных структурных элементов чехла платформы и их классификацию наиболее целесообразно разрабатывать на базе рассмотрения естественных геологических тел, выделение которых может быть проверено наблюдением и которые отличаются друг от друга не по предполагаемым процессам и неосязаемым режимам, а по вещественному составу — геологическим формациям и их структуре. В основу классификации должно быть положено пространственное соотношение типовых структурно-формационных (структурно-вещественных) комплексов.

Выделение Н. С. Шатским на платформах доплатформенного (фундамент) и платформенного (чехол) периодов с подразделением последнего на ряд этапов (структурные ярусы) тектонического развития принято большинством исследователей, но количество этапов и ярусов у разных исследователей неодинаково. Рубежами этапов (структурных ярусов) являются региональные перерывы, соответствующие главным эпохам складчатости в соседних геосинклинально-складчатых областях.

К структурным терминам и их временным эквивалентам, используемым в работе, относятся известные, но по-разному трактуемые названия: структурный этаж, структурный ярус, структурный подъярус, тектонический этап, тектоно-седиментационный или тектоно-седиментационно-магматический цикл, стадия и др., а также термины для надпорядковых структур плитных ярусов (филократон, хатакратон, перикратон, приороген).

Широко распространенные термины «структурный этаж» и «структурный ярус» часто употребляются как синонимы. Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Ю. Н. Карогодин и др. предлагают структурным этажом именовать совокупность пород, которая соответствует крупному этапу развития — геосинклинальному, платформенному и т. д. Таким образом, оболочечная структура платформенного чехла и складчатый фундамент древних платформ представляют собой типичные примеры структурных этажей. Следовательно, структурный этаж — это совокупность

образований, формировавшихся в течение одного из основных тектонических режимов (платформенного или геосинклинально-орогенного).

Структурный ярус — это совокупность образований, соответствующих одному из тектонических этапов структурного этажа, характеризующихся самостоятельностью структурного плана. Он соответствует ряду формаций (структурно-формационному комплексу) или нескольким латеральным (нескольким структурно-формационным комплексам) рядам формаций. Граница между структурными ярусами выражена стратиграфическими либо угловыми несогласиями, обычно со сменой структурного плана.

Структурный подъярус — часть структурного яруса, соответствующая образованиям ряда формаций или семейству формаций отдельной стадии развития структур; от ниже- и вышележащих образований он отделен перерывами или незначительными структурными несогласиями.

Исследованиями В. А. Обручева, Э. Аргана, Г. Ф. Мирчинка, Е. В. Павловского, В. В. Белоусова, К. В. Боголепова, Л. И. Красного и многих других показано, что складчатые (подвижные) области могут иметь различный генезис. Они возникают не только в результате происходящих в земной коре геосинклинальных процессов, к их образованию приводят и другие тектонические процессы, описанные в литературе под названиями возрождение гор, переработка платформ, образования глубинных складок, эпигональных структур, внегеосинклинальных орогенов, аркогенез, дейтерогенез, эпигенез, эпиплатформенный орогенез и т. п. процессы, приводящие к высокой подвижности земной коры. Идеи о существовании внегеосинклинальных горноскладчатых и других подвижных областей появились давно. Их можно обнаружить, как отмечают Ж. Обуэн [186] и В. Е. Хаин [325], уже в работах Дж. Дэна [358]. Однако широкое признание они получили только в последние годы. Согласно Г. П. Леонову, «подвижность» какого-либо участка земной коры может проявляться различным образом и совсем не обязательно, чтобы это проявление отвечало духу классической геосинклинальности» [126, с. 24]. В этом широком классе структур различимы, как это предлагают В. Е. Хаин [325], А. Л. Яншин [356], К. В. Боголепов [19], О. А. Вотях [34] и др., три самостоятельных типа складчатых областей: геосинклинальные, орогенные, эпиплатформенные, которые следует объединить в один класс под общим названием «подвижные области».

Важнейшим подразделением при тектоническом районировании чехлы платформы является структурно-формационный комплекс или структурно-формационная область. Структурно-формационная область формируется в течение этапа, подэтапа или стадии этапа и контролируется рядом формаций либо семейством формаций. Формации, слагающие область, как правило, отделены от подстилающих и перекрывающих их образований структурным или стратиграфическим несогласием. Исходя из генетического типа надпорядковых структур и состава слагающих

их формаций выделяются хатакратонные, филократонные, перикратонные, авлакогенные и приорогенные структурно-формационные области [140].

Структурно-формационные области и зоны нередко определяют очертания металлогенических площадей, контролирующих пространственные закономерности распределения полезных ископаемых. Структурно-формационная зона является частью структурно-формационной области. Зоны различаются между собой как набором формаций, так и приуроченностью их к различным структурам первого либо второго порядка.

Структурно-формационному комплексу соответствует ряд формаций, слагающих структурно-формационную область или зону. По структурным признакам различаются плитные и складчатые структурно-формационные комплексы. В. И. Драгунов предложил ряд формаций структурно-формационного комплекса выделить в качестве структурно-формационного яруса. В чехле платформы структурно-формационные комплексы слагают плитные структурные ярусы и могут быть хатакратонными, перикратонными, приорогенными, авлакогенными и филократонными. Хатакратонные структурно-формационные комплексы содержат сероцветные терригенно-карбонатные и карбонатные (известняковые и доломитовые), пестроцветные терригенно-карбонатные, сульфатно-карбонатные, сульфатно-терригенно-карбонатные и сероцветные терригенные ряды формаций, перикратонные комплексы — пестроцветные терригенно-карбонатные и карбонатные (доломитовые и известняковые) и сероцветные терригенные ряды формаций. Приорогенные комплексы сложены аллохтонными красноцветными и пестроцветными карбонатно-терригенными, красноцветными и пестроцветными терригенными и терригенными угленосными рядами формаций, авлакогенные комплексы — сульфатно-терригенно-трахибазальтовым рядом формаций, филократонные — рядами формаций основных, ультраосновных — основных, щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород. В подвижных складчатых областях выделяются геосинклинальные складчатые, орогенные складчатые и эпиплатформенные складчатые структурно-формационные комплексы.

Начальные и финальные структурно-формационные комплексы чехла платформы (плитные) и подвижных областей (складчатые) отвечают крупным отрезкам времени, синхронным альпийскому, верхоянскому, герцинскому, каледонскому (саланрскому), байкальскому, карельскому тектоническим циклам. Эти возрастные тектонические категории в отличие от подразделений хроностратиграфической шкалы в разных районах могут иметь различный объем, т. е. они отражают не столько возраст или «время» проявления тектонических событий, сколько последовательность в расположении структурных ярусов (структурно-формационных комплексов) относительно друг друга.

Этап развития платформы — крупный отрезок геологического времени (100—400 млн. лет), отвечающий формирова-

нию ряда формаций или несколькими рядами формаций, латерально замещающих друг друга. Он характеризуется развитием одной или нескольких надпорядковых отрицательных структур (хатакратоны, авлакогены, перикратоны, приорогены), которым свойственна определенная последовательность тектонических движений, образующих ряд формаций, относящихся к одной — двум стадиям. Наряду с отрицательными в течение этапа обычно развиваются положительные структуры (филократороны), являющиеся провинциями корообразования. Этап часто завершается разгрузкой магматического очага. На границе этапов происходит перестройка структурного плана, совпадающая со значительными перестройками и за пределами платформы. Этап развития платформы — время формирования структурного яруса, как правило, соответствует одной из эпох складчатости за пределами платформы [140].

Тектоно-седиментационный цикл характеризуется четырьмя стадиями — трансгрессивной (начальной), инундационной (средней), регрессивной (поздней) и эмерсивной (заключительной). Названия стадий заимствованы у Ю. А. Билибина [14] и С. Н. Бубнова [21]. Трансгрессивная стадия отражает устойчивые прогибания, инундационная — преобладающие прогибания, регрессивная — преобладающие поднятия, эмерсивная — устойчивые поднятия. Каждой стадии свойственны определенные семейства формаций.

Надпорядковые структуры — это крупные структуры различного генетического типа, охватывающие часть структурного яруса платформы, характеризующиеся образованием однородных типов формаций. Они могут быть осложнены структурами первого порядка (типа синеклиз, антеклиз и т. п.). Среди надпорядковых структур чехла платформы различаются пять типов: филократороны, хатакратоны, авлакогены, приорогены, перикратоны [39, 100, 140, 147]. Указанные типы структур, как правило, и определяют границы структурно-формационных областей тектонического этапа (яруса) либо подэтапа (подъяруса). Каждый структурный ярус (подъярус) платформы характеризуется свойственными только ему надпорядковыми структурами (структурно-формационными областями [140]).

Филократорон (от греческого «фиλος» — лысый, лишенный покрова) — это крупная положительная тектоническая структура, формирующаяся в течение одного или нескольких этапов развития платформенного чехла. Осадочные формации, синхронные соответствующему этапу, в пределах филократорона отсутствуют. В строении филократорона участвуют формации кор выветривания и магматических пород. Основание филократорона слагают формации фундамента и структурных ярусов чехла, развивавшиеся до характеризуемого этапа. Щит является составной частью филократорона. На протяжении всего этапа филократорон является областью корообразования [39, 140].

Хатакратон (от греческого «хата» — заполнить, покрыть) — крупнейшая изометричная или неправильной формы отрицатель-

ная тектоническая структура, формирующаяся в чехле платформы обычно в течение одного тектонического этапа и характеризующаяся накоплением преимущественно автохтонных платформенных формаций умеренной мощности (до 2000 м). Ряды формаций образуют сероцветный терригенно-карбонатный и карбонатный, пестроцветный терригенно-карбонатный, сульфатно-терригенно-карбонатный и сероцветный терригенный структурно-формационные комплексы. Хатакратон могут осложнять отрицательные (синеклизы, впадины, мульды) и положительные (антеклизы, моноклизы, поднятия, валы) структуры различного таксономического ранга [140].

А влакоген — крупнейшая линейная грабенообразная структура, ограниченная длительно развивавшимися разломами, с высокими скоростями и градиентами погружения, платформенным характером сульфатно-терригенных (больших мощностей) и магматических формаций, а также с проявлением инверсии [325].

Приороген (предгорный прогиб) — крупная линейная асимметричная отрицательная структура, образующаяся на окраине платформы вдоль поднимающейся складчатой системы в результате компенсационных движений на платформе в период возникновения гор в ее обрамлении. Ей свойственны пологое приплатформенное и крутое приорогенное крылья. Широко развиты ряды формаций аллохтонных красно- и пестроцветных терригенно-карбонатных, красно- и пестроцветных терригенных и угленосных терригенных структурно-формационных комплексов, нередко значительной мощности (до 3000 м). Материал, выполняющий приороген, поступал из разрушающейся складчатой области одновременно с ее поднятием.

Перикратон — крупная линейная отрицательная асимметричная структура резкого погружения, образовавшаяся на окраине платформы в течение определенного этапа и пространственно тесно связанная с развитием смежной геосинклинали [107, 204, 304, 325]. Ряд формаций представлен сероцветным терригенным, пестроцветным терригенно-карбонатным и карбонатным структурно-формационными комплексами.

Кроме надпорядковых структур на платформах выделяются пликативные структуры четырех порядков. Структурами первого порядка являются синеклизы, антеклизы, моноклизы, внутриплатформенные прогибы [140]. К структурам второго порядка, осложняющим более крупные структуры, относятся поднятия и впадины [43]. Они в свою очередь осложнены структурами третьего (валы, мульды) и четвертого (купола, брахисинклинали, брахиантиклинали и т. п.) порядков [140]. Часть терминов предлагается оставить в качестве слов свободного пользования. Это термины, вошедшие в геологическую литературу и обозначающие разнообразные по размерам и сочетаниям структуры: гряда, барьер, структурный нос, свод, порог, желоб, флексура, грабен, горст, выступ, входящий угол и т. п. [140].

КЛАССИФИКАЦИЯ И НОМЕНКЛАТУРА ФОРМАЦИИ ПЛАТФОРМЫ

Учение о формациях рассматривается в настоящее время как самостоятельная наука, развитие которой связано с именами советских геологов — Н. С. Шатского, В. В. Белоусова, В. Е. Хаина, Л. Б. Рухина, А. В. Пейве, Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова, Е. Т. Шаталова, Е. К. Устиева, Ю. А. Косыгина, Н. П. Хераскова, Д. С. Харкевича, А. А. Иванова, Н. Б. Вассоевича, Ю. А. Жемчужникова, А. Д. Щеглова, В. И. Драгунова, Д. В. Рундквиста, Э. Н. Янова, В. Н. Казаринова, Б. М. Келлера, В. Н. Москалевой и др.

Несмотря на значительные усилия в разработке учения о формациях, при формационном анализе конкретных территорий приходится сталкиваться с трудностями, которые возникают из-за противоречивости в определениях основных понятий. До сих пор в термины «осадочная» и «магматическая» формации вкладывается неодинаковый смысл различными исследователями.

Под формацией в настоящее время понимаются объекты от частей свит и отдельных интрузивных тел до сверхсложных агрегатов, не занимающих связанных частей в геологическом пространстве [1, 100, 119, 191]. С нашей точки зрения наиболее целесообразно применение термина «формация» для монофациальных [162], реально существующих геологических тел, четко обособляющихся среди смежных с ними других тел особенностями своего состава и строения. Формации не должны быть сложными и громоздкими, поэтому вулканические формации целесообразно отделять от плутонических для удобства картирования и металлогенических построений [119, 191]. «Порядок глубин становления входящих в состав одной формации пород должен быть один» [162, с. 114]. Сходные по составу и (или) строению формации могут быть объединены в объекты более высоких иерархических уровней — семейства (или группы) формаций. Магматические и осадочные формации нами выделяются по единому принципу, прежде всего учитывающему вещественно-парагенетические признаки [100, 191].

Магматические формации не всегда тесно связаны с определенными тектоническими структурами, в которых они локализируются [118]. Но безусловна прямая связь платформенного магматизма с тектоническим развитием чехла платформы, который имеет циклический характер [39, 139, 140]. Цикличность развития обусловлена взаимосвязью экзогенных и эндогенных процессов. Эндогенная активность платформ связана с заключительными стадиями этапов развития ее чехла, когда период относительного покоя сменяется периодом деформаций коры и чехла, сопровождающихся процессами растяжения и расколов.

Неопределенность в понимании магматических формаций возникает часто из-за субъективных представлений о гипотетических магматических очагах и природе магм, которые кладутся в осно-

ву выделения формации [117, 119]. В частности, выделение магматических формаций на Сибирской платформе до сих пор обуславливалось именно такими представлениями, а также в значительной мере и традициями. Выделяемые таким образом формации громоздки, сложны и не занимают связанных частей в геологическом пространстве, не представляют собой реально существующих геологических тел [39]. В первую очередь это касается так называемой трапповой формации. Термин «трапповая» формация в том смысле, в каком он употребляется до сих пор, является устаревшим, не отвечающим уровню изученности магматических образований на платформе, а также современным представлениям о формациях [1, 61, 100, 119, 191, 320, 326, 336, 354]. Детальные исследования базальтов основного состава, широко развитых на Сибирской платформе, показали, что они почти не отличаются от толеитовых базальтов начальных стадий развития эвгеосинклиналей и толеитовых базальтов впадин океанов [118, 119] и могут быть отнесены к единому толеит-базальтовому формационному типу. Тем более лишним является термин «трапп» (trapper — лестница) в применении к интрузиям основного состава. Исследованиями установлено, что отдельные группы интрузий по вещественно-парагенетическому составу и металлогенической специализации могут быть выделены в качестве самостоятельных формаций. Нами [100, 135] было обосновано выделение в качестве самостоятельной оливинит-габбровой формации группы интрузий талнахско-норильского типа. Одними из первых, кто подчеркнул нетрапповый характер никеленосных интрузий, были В. С. Соболев [260], М. Н. Годлевский [46] и Ю. А. Кузнецов [117]. Остальные типы интрузий основных пород Сибирской платформы [39, 284, 313 и др.] отнесены к единой долеритовой формации. Однако и среди этих интрузий имеются группы (комплексы, типы), характеризующиеся различными ассоциациями пород, с аномальной для толеитовых долеритов геохимической и металлогенической специализацией. Особенно это касается четко дифференцированных сложных интрузий ферродолеритовой и долерит-граносиенитовой субформаций, которые также должны быть выделены в ранге самостоятельных формаций.

Таким же «сверхсложным агрегатом», не имеющим целостности в пространстве, является формация щелочно-ультраосновных пород [39], включающая магматические образования, четко различающиеся специфической сериальностью пород, условиями образования и металлогенической спецификой. Все образования, включенные ранее в одну формацию щелочно-ультраосновных пород, подразделены Л. С. Егоровым [100] на четыре формации, принадлежащие одному семейству.

В основу выделения магматических формаций нами положен вещественно-парагенетический принцип с учетом разницы в условиях образования (глубинности) формации. Большое значение глубинности становления формаций придавал Д. С. Харкевич, который считал, что глубинность становления изверженных пород

определяет не только специфические формы, условия залегания, текстурно-структурные особенности, но и особенности минерального состава и металлогени. Выделение вулканоплутонических формаций [313, 314 и др.] нам представляется нецелесообразным, что также согласуется с мнением Е. Т. Шаталова и Д. С. Харкевича, считавшими что при проявлении комагматического вулканоплутонизма возникает не одна, а ряд магматических формаций.

Научные основы парагенетического направления в учении о формациях разработаны Н. С. Шатским, Н. П. Херасковым, Ю. А. Кузнецовым и др. Осадочная формация — это естественное сообщество пород, парагенетически тесно связанных друг с другом, образующих закономерные, упорядоченные сочетания, объединенные общей структурой, устойчиво возникающие в разных местах земного шара или в разное геологическое время [354].

Магматическая формация — это естественное парагенетическое сообщество пород, характеризующееся постоянством петрографических, геохимических и металлогенических особенностей, которые являются следствием условий образования (глубинность и др.).

Под структурой формаций понимается характер их строения, отражающий особенности чередования пород (слоев) в разрезе.

Формации выявляются эмпирически как реальные геологические тела, четко выделяющиеся среди смежных с ними других тел особенностями состава и (или) строения. При названии конкретной формации учитываются преобладающий состав пород либо типичные представители серии пород.

Классификация формаций проводится по различным признакам: по тектонической приуроченности, по составу пород, которые их слагают, по фаціальным обстановкам их образования, по климату и т. п. Представляется наиболее целесообразным классифицировать формации по признакам, на основании которых они выделяются, т. е. любые объекты классифицируются по признакам, характеризующим эти объекты [119]. В качестве наиболее крупной таксономической единицы классификации формаций нами принято семейство сходных по составу и (или) строению формаций. Семейства формаций различаются между собой по источникам вещества, его составу, внутреннему строению или другим признакам.

Среди осадочных формаций чехла Сибирской платформы выделяются семейства формаций, объединяющие формации обломочных (трансгрессивных), пестроцветных терригенно-карбонатных, карбонатных, сульфатно-карбонатных (соленосных), сероцветных терригенно-карбонатных, угленосных, обломочных (регрессивных), вулканогенно-осадочных пород.

Семейство формаций обломочных (трансгрессивных) пород объединяет аркозовые конгломерато-алевритопесчаные, глауконитовые песчаные, глинистые, песчано-глинисто-алевритовые и близкие к ним формации. Формации этого семейства залегают со

стратиграфическим или структурным несогласием на любых более древних образованиях; они знаменуют начало тектоно-седиментационного цикла.

В семейство формаций пестроцветных терригенно-карбонатных пород входят пестроцветные карбонатно-песчано-глинистые, пестроцветные глинисто-карбонатные и сходные с ними по составу формации. Залегают они согласно на формациях семейства обломочных (трансгрессивных) пород либо с размывом на формациях остальных семейств.

Семейство формаций сероцветных терригенно-карбонатных пород включает песчано-доломитовые, известняково-глинисто-песчаные, глинисто-известняковые, битуминозные, глинисто-известняково-доломитовые, карбонатные глинисто-песчаные и сходные с ними по составу формации. Эти формации залегают согласно на формациях терригенных трансгрессивных или пестроцветных терригенно-карбонатных, знаменуют расширение трансгрессии.

Семейство формаций карбонатных пород охватывает известняковые, рифоидные, известняково-доломитовые и близкие к ним формации. Залегают они согласно на подстилающих формациях. Известняковые формации фиксируют максимальное развитие трансгрессии и наполнение бассейна, а известняково-доломитовые — начало регрессивной стадии развития бассейна.

Семейство формаций сульфатно-карбонатных пород объединяет сульфатные глинисто-доломитовые, галогенные галитовые и галогенные калиеносные формации. Залегают формации согласно и связаны постепенными переходами с нижележащими формациями семейства формаций карбонатных пород; характеризуют регрессивную стадию седиментационного цикла.

Семейство формаций угленосных пород охватывает угленосные формации четырех типов: ленского, тунгусского, иркутского и алданского. Залегают они на формациях карбонатных, терригенно-карбонатных либо обломочных (трансгрессивного строения) пород, как правило, со стратиграфическим перерывом и со структурным несогласием; знаменуют регрессивную часть седиментационного цикла.

Семейство формаций терригенных (регрессивного строения) пород включает красноцветные глинисто-песчаные (аллохтонные), сероцветные глинисто-песчаные молассоидные и сходные с ними формации. Залегают они на формациях сульфатно-карбонатных пород либо карбонатных со стратиграфическим перерывом и, как правило, со структурным несогласием; отражают регрессивную часть седиментационного цикла и интенсивные восходящие движения за пределами платформы.

Семейство формаций вулканогенно-осадочных пород включает пока только туффито-песчаную формацию, залегающую на угленосной либо толент-базальтовых формациях; свидетельствует о заключительной стадии развития этапа.

Магматические формации чехла платформы объединены в четыре семейства: основных — ультраосновных, основных, щелочно-

основных и щелочно-ультраосновных пород. Семейство формаций основных — ультраосновных пород отчленяется от бывшей трапповой формации. Оно объединяет два формационных типа: пикрит-базальтовый и оливинит (верлит)-габбровый, имеющие значительные отличия от обычных толеитов как по петрографическому и геохимическому составу, так и по металлогенической специализации. В остальной части бывшей трапповой формации выделяются три формационных типа, составляющих семейство формаций основных пород: толеит-базальтовый (эффузивный), толеит-базальтовый (пирокластический), долеритовый (интрузивный)*. Долеритовая формация подразделяется на пять подформаций, отличающихся разными парагенетическими сериями пород: толеит-долеритовую, троктолит-долеритовую, тешенит-долеритовую, феррогаббро-долеритовую и долерит-граносиенитовую**. Семейство формаций щелочно-основных пород включает два формационных типа: трахибазальтовый и трахидолеритовый [100]. Семейство формаций щелочно-ультраосновных пород состоит из четырех формационных типов [68, 100]: пикрит-меланефелинитовый (эффузивный), пикрит-меланефелинитовый (интрузивный), ийолит-карбонатитовый и кимберлитовый.

Кроме осадочных и магматических формаций выделяются формации кор выветривания, объединяемые в семейство. Семейство формаций кор выветривания включает латеритные, каолинитово-песчаные формации, формации каолинитовых и бокситовых глин и сходные с ними по составу формации.

РЯД ФОРМАЦИЙ ТЕКТОНИЧЕСКОГО ЦИКЛА

Ряд формаций или вертикальный ряд формаций — совокупность формаций, образующихся друг за другом в течение одного седиментационного или тектоно-магматического цикла. Ряды формаций тесно связаны с развитием надпорядковых отрицательных структур этапа и обычно заканчиваются проявлением магматизма.

Выявление и изучение рядов формаций (вертикальных и латеральных) — основа тектонического и металлогенического анализов платформ. Только выделение и изучение рядов формаций может дать полную картину развития чехла платформы, раскрывающую особенности эволюции слагающих ее структур во времени и в пространстве. Однотипные формации, принадлежащие разновозрастным тектоническим этапам могут несколько отличаться друг от друга, что указывает на направленную и необратимую эволюцию,

* В выделении этих формаций имеется некоторая условность, поскольку интрузии толеитовых долеритов приповерхностные и иногда по составу близки к толеит-базальтам, а иногда не отличимы от них.

** Последние четыре подформации характеризуются различно дифференцированными интрузиями, четко отличающимися от базальтов по составу и условиям становления.

вызванную общим циклическим спиралеобразным развитием планеты Земля. Накопление сходных рядов формаций в различных структурах платформ обусловлено близостью условий образования на определенных стадиях развития структур. Ряды формаций различных типов структур отличаются их составными членами. В зависимости от состава и строения формации группируются в семейства. Семейства формаций характеризуют определенные стадии тектоно-седиментационного цикла, раскрывая этим зависимость литогенеза, в том числе и рудогенеза, от тектогенеза. В каждом тектоно-седиментационном цикле различаются четыре стадии. Типовой ряд формаций установлен на основании эмпирически выделенных формаций, неоднократно повторяющихся в строении чехла Сибирской платформы.

Начальную (трансгрессивную) стадию тектоно-седиментационного цикла характеризуют семейства формаций обломочных трансгрессивного строения и пестроцветных терригенно-карбонатных пород, отражающие состав предшествовавшего пенеплена, темп и дифференциацию колебательных движений на платформе, а также реагирующие на характер движений орогенов. Формации этой стадии залегают со стратиграфическим и, как правило, структурным несогласием на более древних образованиях; они знаменуют начало тектоно-седиментационного цикла. С формациями этой стадии связано накопление осадочных железных руд, фосфатов, марганца и различных россыпей.

Средней (инундационной) стадии отвечают семейства формаций сероцветных терригенно-карбонатных и карбонатных пород, отражающие максимальное распространение трансгрессии, устойчивое наполнение бассейна — инундацию. Они характеризуют спокойный тектонический режим. Формации этих семейств залегают согласно на формациях трансгрессивной стадии. Формации сероцветных терригенно-карбонатных пород накапливались в начале и в конце инундационной стадии, до и после образования формаций карбонатного состава. Формации карбонатных пород иногда выпадают из формационного ряда, замещаясь формациями сероцветного терригенно-карбонатного состава. С формациями этой стадии связаны образования стратиформных руд свинца и цинка и битумов.

Поздней (регрессивной) стадии цикла свойственны семейства формаций сульфатно-карбонатных, угленосных и обломочных пород регрессивного строения, связанные с затуханием нисходящих движений на платформе и с началом устойчивых медленных поднятий как на платформе, так и за ее пределами (угленосные и обломочные регрессивные формации). Формации семейства сульфатно-карбонатных пород связаны постепенными переходами с нижележащими формациями инундационной стадии. Формации семейства обломочных пород регрессивного строения и угленосных пород залегают либо на формациях сульфатно-карбонатных пород, либо на формациях инундационной стадии со стратиграфическим перерывом и, как правило, со структурным несогласием. Струк-

турное несогласие вызвано небольшим изменением структурного плана, образовавшегося в период перерыва — паузы в осадконакоплении, отвечающего началу общей тенденции воздымания. Таким образом, накопление семейств формаций угленосных и обломочных регрессивного строения пород связано с некоторыми изменениями структурного плана, что обуславливает выделение структурных подъярусов. Семействам формаций регрессивной стадии присущи соленосные, угленосные, стратиформные меденосные и свинцовосные (реже) формации.

Заключительную (эмерсивную) стадию тектоно-седиментационно-магматического цикла образуют семейства формаций вулканогенно-осадочных, магматических и кор выветривания. Эти формации свидетельствуют об общем поднятии, разгрузке магматических очагов и полном затухании тектонической активности в конце этапа. Вулканогенно-осадочные и магматические формации залегают, как правило, на формациях регрессивной стадии со стратиграфическим или структурным несогласием. Стратиграфические перерывы обусловлены неодинаковой длительностью паузы перед разгрузкой магматических очагов. Структурные несогласия вызваны сменой структурного плана, обусловленной эволюцией магматических очагов как перед их разгрузкой, так и синхронно последней. Семейство формаций кор выветривания образовалось в тектонические «паузы» перед разгрузкой магматических очагов, а также в паузы, возникающие в интергеохроны между семействами формаций регрессивной стадии. Этой стадии присущи различные эндогенные полезные ископаемые (никель, медь, кобальт, железо, апатиты, флогопит, кимберлиты, исландский шпат и др.), связанные с магматическими формациями (трансмагматическими флюидами и т. д.), минерализованными водами, и набор полезных ископаемых (бокситы, россыпные месторождения), связанных с формациями кор выветривания.

Отсюда можно сделать вывод, что ряды формаций, составной частью которых являются рудоносные и рудные формации, отражают временные закономерности распределения полезных ископаемых, определяющиеся стадией развития этапов платформ. По характеру строения и набору формаций ряды формаций образуют пять типов структурно-формационных комплексов, слагающих соответствующие хатакратонные, перикратонные, авлакогенные, приорогенные и филократонные области. Типы структурно-формационных комплексов предопределяют пространственные закономерности распространения свойственных им рудоносных формаций. Перикратонным структурно-формационным областям свойственны фосфоритоносные и осадочные железорудные формации. Для филократонных структурно-формационных областей характерно развитие корообразования и связанного с ним комплекса полезных ископаемых — бокситов, россыпей ильменита и других полезных компонентов. Хатакратонные области контролируют распределение углей, солей, железных руд (магнетит и сидерит), фосфатов (желваковый тип), исландского шпата, графита, свинца и

цинка. С авлакогенными (и авлакогеноподобными) структурно-формационными областями связано образование сульфидных медно-никелевых, магнетит-apatитовых и титаномагнетитовых руд, флогопита и кимберлитов. Однако кимберлиты и комплекс полезных ископаемых, связанный с ийолит-карбонатитовыми интрузиями, располагается не в авлакогенных, а в смежных с ними филократонных провинциях. В этом случае связь их с авлакогенами косвенная, т. е. они формируются на филократонах вдоль разломов, образовавшихся в их пределах при резком опускании в соседних структурах — авлакогенах.

К приорогенным областям приурочены стратифицированные проявления меди, свинца и цинка, а также угли высокого качества.

Главный практический смысл выделения рядов формаций (в том числе рудоносных), отвечающих различным стадиям развития структур, состоит в выявлении еще не открытых рудоносных (а иногда и рудных) формаций, являющихся обязательными звеньями того или иного ряда формаций, поиски которых в конкретных районах должны являться главной задачей геологических исследований.

РУДОНОСНЫЕ ФОРМАЦИИ

Проблемы рудоносности формаций

За последние годы накопилась значительная информация о металлогении магматических и осадочных формаций древних платформ и особенно Сибирской. Большое число работ посвящено различным вопросам, касающимся магматических формаций: времени проявления магматизма, расчленению магматических образований, их структурного контроля и металлогенической специализации. Эти вопросы неоднократно обсуждались в печати для локальных площадей [4, 26, 37, 42, 46, 48, 71, 72, 80, 81, 98, 104, 124, 133, 151, 152, 167, 199, 212, 247, 248, 276, 303, 305, 348, 350 и многие другие], для Сибирской платформы в целом [39, 43, 68, 100, 134, 143, 145, 169, 175, 192, 284, 313 и др.] и в планетарном масштабе при сравнительном анализе основных структур земной коры [11, 12, 33, 89, 93, 117, 162, 166, 325 и др.]. Использовались результаты фундаментальных экспериментальных и теоретических исследований [29, 32, 52, 55, 91, 117, 327 и др.] для объяснения генезиса магматических образований и связанных с ними рудных месторождений. Доказывалась или отрицалась генетическая связь различных полезных ископаемых с теми или иными магматическими подразделениями и т. п. В настоящее время имеется множество прямо противоположных представлений и концепций по перечисленным вопросам, что в еще большей мере свидетельствует об их гипотетичности и дискуссионности.

Остановимся на отдельных проблемах, касающихся времени проявления, формационной принадлежности, структурного кон-

троля и металлогенической специализации ряда магматических формаций Сибирской платформы.

Структурно-формационный анализ чехла Сибирской платформы позволил восстановить историю ее геологического развития [39, 140] и выявить пространственно-временные закономерности образования геологических формаций и, в частности, магматических [39, 140, 143]. Установлено, что с развитием определенных структур платформы связаны специфические магматические формации [39, 140, 143, 148], что однотипные магматические формации проявились на платформах неоднократно в заключительные (эмерсивные) стадии тектонических этапов. В настоящее время магматические формации известны для семи этапов развития Сибирской платформы.

Формации ультраосновных — основных пород для позднепалеозойско-раннемезозойского этапа, основных пород для палео-, мезо-, нео-, эипротозойского, среднепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского этапов, щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород для эипротозойского, среднепалеозойского, позднепалеозойско-раннемезозойского и средне-позднепалеозойского этапов.

Древние толеит-базальтовая и долеритовая формации мезо-, нео- и эипротозоя невелики по объему. В генетической связи с ними не известны проявления рудных формаций. Предположительно с долеритами эипротозоя связываются небольшие проявления исландского шпата и флюорита [39, 169, 275]. С интрузивной долеритовой формацией среднепалеозойского этапа пространственно ассоциируют небольшие месторождения магнетита, а также мелкие проявления меди, свинца и цинка [151]. С феноменальными по масштабу толеит-базальтовой и долеритовой формациями позднепалеозойско-раннемезозойского этапа некоторые исследователи связывают месторождения магнетита, исландского шпата, графита, самородной меди, целестина, халькозин-борнитовое и полиметаллическое оруденение, а также месторождения сульфидных никелево-медных руд и другие полезные ископаемые. Со щелочно-основными магматическими формациями рудные формации пока не установлены. Со щелочно-ультраосновными формациями связан комплекс рудных формаций: флогопитовая, перовскит-титаномагнетитовая, магнетит-апатитовая, кимберлитовая и др.

Необходимо подчеркнуть, что дифференцированные интрузии норильского типа, к которым приурочены сульфидные никелево-медные руды, нами выделяются в самостоятельную оливинит-габбровую формацию, относящуюся к семейству ультраосновных — основных пород. Отделение формации интрузий талнахско-норильского типа от «трапповой» позволяет более целеустремленно прогнозировать никелево-медные руды. Что касается основных пород толеит-базальтовой и долеритовой формаций, то генетическая связь рудных формаций, пространственно ассоциирующихся с ними (цеолитово-медная, исландского шпата, магномагнетитовая, свинцово-цинковая, барит-целестиновая и др.) и традиционно [39, 133,

134, 169, 275, 284 и др.] связывавшихся с различными интрузиями и туфолововыми образованиями, в настоящее время вызывает все больше возражений. И, действительно, вряд ли можно ожидать крупные концентрации металлов (и неметаллов) в связи с приповерхностными образованиями, каковыми являются интрузии долеритов и в еще большей мере толеитовые базальты. При формировании интрузий вблизи поверхности не создаются условия для их концентрации, скорее эти условия ведут к рассеиванию металлов, что связано с невозможностью накопления в них летучих как переносчиков металлов до необходимых количеств [124, 169, 192]. Кроме того, известно, что вообще образования толеит-базальтовой магмы бедны летучими компонентами. Пластовые интрузии и покровы, видимо, играют экранирующую роль в отношении формирования рудных формаций из растворов различной природы (см. далее), которые иногда использовали те же пути, что и толеит-базальтовая магма. Об этом свидетельствуют многочисленные факты экранирующей роли базальтов и долеритов при образовании магнетитовой, исландского шпата, цеолитово-медной, барит-целестиновой, свинцово-цинковой и, безусловно, сульфидной никелево-медной рудных формаций. Пространственная приуроченность месторождений и рудопроявлений меди и исландского шпата к вулканогенной толеит-базальтовой формации, а месторождений железа, проявлений меди, свинца, цинка, целестина, барита и исландского шпата к интрузивной долеритовой формации привели ряд исследователей к мнению о их генетической связи [39, 133, 134 и др.]. Какие же основания имеются для такого предположения? Лишь пространственное совмещение рудных образований с магматическими и их приблизительная синхронность! Известно, что по отношению к излившимся базальтам и интрузиям долеритов оруденение различного типа располагается закономерно: то в зонах дробления внутри магматических тел, то в контакте с ними, то вблизи или на достаточном удалении от них, иногда имея более поздний возраст. Критерии связи между рудными и магматическими формациями Ю. П. Ивенсон [86] разбивает на две группы: 1) дающие основание подозревать генетическую связь (зональное размещение вокруг массивов, прямые переходы магматических пород в рудные тела, направленная геохимическая специализация магматических пород и т. п.); 2) не позволяющие судить о генетической связи (пространственное наложение рудных образований на магматические, их приуроченность к тем же структурам, их приблизительная синхронность). В ряде статей, утверждающих генетическую связь оруденения с интрузиями долеритов [39, 133, 134, 169, 236, 260 и др.], не описывается зональность метасоматических образований вблизи магматических тел, отсутствуют данные о постепенных переходах магматических пород в рудные и т. п., т. е. все критерии связи относятся только ко второй группе. Толеит-долеритовые интрузии хотя и содержат в ряде случаев повышенные количества тех или иных рудообразующих компонентов, однако неблагоприятные

(приповерхностные) физико-химические условия их становления не приводят к образованию месторождений [124]. Не вызывает сомнения связь с интрузиями толеит-долеритовой формации позднемагматической вкрапленной титаномагнетитовой минерализации (феррогаббро-долеритовая подформация) и рассеянного бедного сульфидного оруденения халькопирит-пирротинового (с редким пентландитом) состава, имеющего позднемагматический генезис [274, 303] (троктолит-долеритовая подформация). До сих пор остается гипотетической генетическая связь с интрузиями долеритов и толеит-базальтовыми покровами триаса магнетитовых, полиметаллических, барит-целестиновых и медных руд. Роль толеит-базальтовой магмы могла быть перераспределяющей. При внедрении базальтов триаса медь и свинец более древних (эпипротозой, кембрий, ордовик) стратиформных месторождений и рудопроявлений при благоприятных тектонических условиях (образование разломов) под воздействием растворов, летучих и тепла магмы переотлагались, образуя «гидротермальные» месторождения. Не исключено, что такой была роль базальтов при образовании медных проявлений р. Сухарихи на западе, оз. Арылах на севере платформы и в других местах. Возможно, те же факторы влияли на переотложение полиметаллов в триасе из осадков ордовика в бассейнах Чуни, Илимпей и других районах.

Не ясен вопрос, касающийся генезиса растворов, несущих и отлагающих рудное вещество. Универсальная роль, приписываемая гидротермальным (плутоническим) рудообразующим растворам, в настоящее время подвергается сомнению. По мнению Я. Н. Белевцева, месторождения и рудопроявления могли образоваться из горячих растворов, но самого различного происхождения. Рудоносные растворы могут подниматься из подкорových глубин, из глубоких резервуаров захороненных древних бассейнов [8, 169], проникать с поверхности и иметь инфильтрационное происхождение (вадозные воды глубокой циркуляции), а также формироваться при смешении вод различного происхождения. Решению этих вопросов будет способствовать изучение газово-жидких включений в минералах рудных образований, что поможет установить температуру, глубину зарождения и химический состав растворов, переносивших те или иные металлы.

Вряд ли необходимо предполагать связь с глубинными магматическими очагами месторождений исландского шпата. Лавовая толща и туфы служат лишь экраном либо вмещающими породами. Переотложению же кальцита из осадочных пород также могли способствовать любые минерализованные растворы, разогретые теплом базальтовой магмы, либо сквозьмагматические флюиды.

Ряд исследователей отрицают связь с интрузиями долеритов (феррогаббро-долеритовой подформации) месторождений железа ангаро-илимского типа [26, 104, 175, 218], которое, как предполагалось, при формировании интрузий мобилизовалось в процессе метасоматоза при циркуляции гидротермальных растворов или растворов, смешанных с рассолами, подогретыми теплом базальто-

вой магмы [8]. Не исключено, что рудное вещество не связано с базальтами, а имеет самостоятельный коровый [218] либо мантийный источник [26, 104, 175]. Таким образом, связь железа, меди, полиметаллов, исландского шпата, барита, целестинна и других полезных ископаемых с интрузиями долеритов, а в ряде случаев и с базальтовым очагом вообще в значительной мере дискуссионна.

Предположение о потенциальной рудоносности толлит-базальтовой (и долеритовой) формации нуждается в дополнительных деталях направленных петрологических и геохимических исследованиях, в уточнении формационной принадлежности оруденения различного типа, в установлении синхронности магматических образований и рудных тел, что поможет выявить генетические связи между ними. Для выявления источника (происхождения), в частности, сульфидных образований меди, никеля, кобальта, свинца, цинка и др. необходимо систематическое изучение изотопного состава серы.

Принято думать, что выявление связи различных малых, редких и рассеянных химических элементов, присутствующих в магматических породах в повышенных количествах, обычно определяет их геохимическую специализацию и указывает на состав главных компонентов месторождений, которые могут иметь тенденцию к накоплению в связи с этими породами. Однако это не всегда так. В случае приповерхностного образования интрузий долеритов (тем более базальтов), несмотря на несколько повышенное содержание некоторых элементов, последние не могут концентрироваться, т. е. тенденция к их накоплению отсутствует вследствие физико-химических условий становления этих образований. С такими объектами можно ожидать лишь рассеянное оруденение.

Краткий обзор состояния исследований, связанных с металлогенией ряда магматических формаций платформы, не охватывает всех аспектов и проблем, с которыми можно столкнуться при их разработке. Он касается лишь некоторых дискуссионных положений, решение которых даст научно обоснованную базу для прогнозирования упомянутых эндогенных полезных ископаемых.

Теоретические основы литогенеза, т. е. осадконакопления и слоеобразования, и связи с ним ряда полезных ископаемых заложены в трудах Н. А. Головкинского, А. Д. Архангельского, М. М. Тетяева, Н. С. Шатского, Л. В. Пустовалова, Н. М. Страхова, Л. Б. Рухина, В. В. Белоусова, А. Л. Яншина и др.

Проблема связи полезных ископаемых с осадочными формациями, т. е. рудоносность осадочных формаций в связи с выявлением закономерностей их образования, разрабатывалась В. А. Обручевым, Н. С. Шатским, Г. И. Теодоровичем, Л. Б. Рухиным, А. Л. Яншиным, В. Е. Хаиным, Ю. А. Жемчужниковым, А. А. Ивановым, Д. Г. Сапожниковым, М. М. Константиновым, Г. Ф. Крашенинниковым, Г. А. Ивановым, В. П. Казариновым, Г. И. Бушинским, Э. И. Кутыревым, А. М. Карпуниным, Л. Ф. Наркелюном, В. М. Поповым, М. А. Жарковым, К. В. Боголеповым и др. Генезис соленосности, угленосности, фосфоритоносности, железнонос-

ности, марганцевоносности, свинцовоносности, меденосности, а также связь их с осадочными формациями получили аргументированное обоснование их стратиформности. Однако при решении вопросов генезиса металлов и в первую очередь свинца, цинка, меди, а также железа необходимо учитывать ювенильный их источник.

Характеристика рудоносных формаций

Геологические формации, характеризующиеся повышенным содержанием полезного компонента против кларкового, относятся к рудоносным. Рудоносные формации могут содержать рудные формации и рудную минерализацию. Для экзогенных рудоносных формаций обычно характерна как генетическая, так и пространственная связь с рудной формацией либо с рудной минерализацией; для эндогенных формаций пространственная связь может отсутствовать. Рудоносные формации на отдельных участках при повышении концентрации полезного компонента до промышленных кондиций переходят в рудную формацию. Среди экзогенных рудоносных геологических формаций Сибирской платформы выделяются следующие: аркозавая конгломерато-алеврито-песчаная, с которой связаны рудные формации лимонит-гематитовая, бурожелезняковая и марганцевых руд; песчано-глинисто-алевритовая, пестроцветная карбонатно-глинисто-песчаная и пестроцветная глинисто-карбонатная, содержащие лимонит-гематитовую и фосфоритовую платформенные рудные формации; известняково-доломитовая, с которой связана рудная формация свинцово-цинковая в карбонатных породах; битуминозная глинисто-известняково-доломитовая; карбонатная глинисто-песчаная, содержащая россыпи; соленосная, содержащая рудные формации галититовую и калийных солей; угленосные глинисто-песчаные формации тунгусского, ленского, алданского (лигнитовая глинисто-песчаная) и иркутского (асимметричная предгорных прогибов) типов; красноцветная глинисто-песчаная и красноцветная молассоидная формации, содержащие рудную формацию медистых песчаников и сланцев.

Среди эндогенных рудоносных формаций выделяются оливинит-габбровая, содержащая сульфидную никелево-медную рудную формацию, ийолит-карбонатитовая, с которой связаны флогопитовая, перовскит-титаномагнетитовая, хризолитовая, апатит-магнетитовая, нефелиновая и редкометально-карбонатитовая рудные формации, и кимберлитовая металлоносная. К рудоносным рядом исследователей относится также толеит-базальтовая (эффузивная и пирокластическая) и долеритовая формации, с которыми пространственно ассоциируют рудные формации исландского шпата, цеолитово-медная, магномагнетитовая, барит-целестиновая, свинцово-цинковая и др. Однако генетическая связь с толеит-базальтовой и долеритовой формациями рудных формаций не доказана. Скорее всего она лишь косвенная. Толеит-базальтовая магма и рудообразующие растворы использовали, видимо, одни и те же пу-

ти для поднятия из подкорковых глубин, приурочены к одним и тем же структурам; базальтовые покровы и силлы долеритов являются обычно лишь экранирующими породами вследствие физических свойств (плотность, твердость и др.). Интрузиям долеритов свойственна лишь незначительная рудная минерализация: титаномагнетит, сульфиды железа (реже меди и никеля) и другие минералы, — пространственно и генетически тесно связанная с ними и располагающаяся внутри интрузий. Такая минерализация не относится к рудным формациям, так как не имеет перспектив для накопления высоких концентраций полезных металлов. Тем не менее формации основных пород далее описываются в разряде рудоносных скорее по традиции, чем из-за их возможной перспективности.

Среди кор выветривания выделяются латеритная, каолиново-песчаная, каолинистых и бокситовых глин (бокситоносные) формации эмерсивной стадии.

Семейство формаций обломочных пород (трансгрессивного строения)

Аркозовая конгломерато-алеврито-песчаная формация сложена полимиктовыми, кварц-полевошпатовыми, аркозовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, реже алевритами красных или серых тонов. Формацию характеризует крупная ритмичность и резкая фациальная изменчивость. Мощность формации от десятков до нескольких сот метров. Представлена прибрежно-морскими или континентальными фациями. Выделяется конгломерато-алеврито-песчаная субформация. С формацией, преимущественно с ее базальными слоями, связаны формации лимонит-гематитовых, бурожелезняковых и марганцевых руд. Она выделяется среди верхнедокембрийских и мезозойских отложений и относится к началу седиментационного цикла, залегает на фундаменте либо на коре выветривания предыдущего структурного яруса.

Песчано-глинисто-алевритовая формация сложена сероцветными, иногда слабо окрашенными глинистыми песчаниками, алевритами и аргиллитами. Состав песчано-алевритового материала полимиктовый и кварц-полевошпатовый. Разрез формации выдержанный, отмечаются нечеткая ритмичность, чередование трансгрессивных и регрессивных частей. Развита формация на большой площади. Мощность ее 20—300 м в хатакратонах, 1200—2200 м в перикратонах. Формация накапливалась в мелководных эпиконтинентальных или глубоководных морских бассейнах вблизи медленно воздымающейся пенепленизированной суши; часто содержит прослой, сложенные перемытыми продуктами химического выветривания. Различаются алеврито-глинисто-песчаная и глинисто-песчаная субформации. С формацией связаны проявления фосфоритов и ряда металлоносных россыпей. Выделяется она среди отложений ордовика, юры и мела, залегает в основании седиментационного цикла.

Семейство формаций пестроцветных терригенно-карбонатных пород

Пестроцветная карбонатно-песчано-глинистая формация сложена красными, лиловыми, зелеными, темно-серыми, черными алевролитами, аргиллитами, песчаниками (нередко ракушечниковыми), известняками, реже с маломощными (0,1—1 м) прослоями и линзами конгломератов и известняков, иногда органогенных. Мощность 20—150 м, редко более. Образование формации происходило в условиях мелководного эпиконтинентального теплового моря в трансгрессивную стадию развития бассейна либо в континентальных условиях (дельты, лагуны, озера), возникающих в результате подпора поступающих на окраины платформы морей и соответствующего повышения базиса эрозии. Залегают формация с перерывом на молассоидных, сульфатно-карбонатных, известняково-доломитовых, кварцево-песчаных формациях или формациях кор выветривания, в мезозое — на угленосных формациях. Различаются пестроцветные карбонатно-глинисто-песчаная, глинисто-песчано-карбонатная, глинисто-песчаная и карбонатно-алеврито-песчаная субформации. По латерали описываемая формация замещается пестроцветной глинисто-карбонатной или красноцветной глинисто-песчаной формациями. Часто в ней повышено содержание P_2O_5 ; иногда высокие концентрации P_2O_5 и месторождения фосфоритов и лимонит-гематитовых руд обособливаются в краевых частях формационных тел, расположенных вблизи областей сноса. Выделяется она среди отложений позднего докембрия, кембрия, ордовика, девона и мела [140].

Пестроцветную глинисто-карбонатную формацию слагают пестроцветные (красные, лиловые, желтые, серые) известковистые доломиты, доломиты, глинистые известняки. Мощность ее от 60 до 300 м. Накапливалась она в условиях теплового мелкого эпиконтинентального моря. По латерали рассматриваемая формация замещается пестроцветной карбонатно-песчано-глинистой формацией. Различаются пестроцветные глинисто-известняковая и глинисто-известняково-доломитовая субформации, залегающие согласно на формациях начальной стадии либо с разрывом на формациях инундационной стадии. На палеоподнятиях и палеобарьерах к формации приурочены месторождения фосфоритов. Выделяется она среди криптозойских, кембрийских и ордовикских отложений.

Семейство формаций сероцветных терригенно-карбонатных пород

Битуминозная глинисто-известняково-доломитовая формация [294] сложена светло-серыми, зеленоватыми, черными битуминозными и глинистыми известняками (или доломитами) и аргиллитами. Парагенетически связана с формациями открытых морских бассейнов. Мощность формации выдер-

жана — десятки метров. По латерали замещается формациями сероцветных терригенно-карбонатных или карбонатных пород. Выделяется она среди отложений верхнего докембрия, кембрия и девона.

Сероцветная глинисто-известняковая формация состоит из серых, иногда зеленовато-серых глинистых известняков и известняков, реже аргиллитов, седиментационных брекчий, мергелей и глинистых доломитов; накапливалась в эпиконтинентальных морских условиях, часто у подводных барьеров. Мощность ее выдержанная, обычно превышает первые сотни метров (до 1000 м). Залегает она согласно на формациях трансгрессивной стадии. По латерали сероцветная глинисто-известняковая формация замещается сероцветной карбонатной глинисто-песчаной или известняково-доломитовой формациями. Иногда содержит проявления стратиформных свинцово-цинковых руд. Описываемая формация выделяется среди кембрийских, ордовикских, силурийских и нижнекаменноугольных отложений.

Сероцветная карбонатная глинисто-песчаная формация сложена темно-серыми аргиллитами, светло-серыми алевролитами, желтыми ожелезненными (обохренными) песчаниками; редко содержит маломощные прослои известняков. Песчаники преимущественно кварцевые, иногда они с примесью каолинита, а аргиллиты кремнистые. Вверху формации нередко появляются конгломераты. Мощность ее от 60 до нескольких сот метров. По латерали в сторону моря карбонатная глинисто-песчаная формация замещается сероцветной глинисто-известняковой. Продольный профиль ее асимметричен. Накапливалась формация вблизи области сноса, которая представляла собой или подводный барьер, или пенепленизированную сушу. Формация выделена среди отложений палеопротоzoя и нижнего карбона Сибирской платформы. В раннекаменноугольной эре она являлась коллектором, аккумулявавшим среднепалеозойские россыпи, так как формировалась вслед за эмерсивной стадией среднепалеозойского этапа в результате разрушения кор выветривания на среднепалеозойских кимберлитах. Пространственно полоса размещения россыпей определяется краевой частью хатакратона, примыкающей к филократонам, в строении которых участвуют либо кора выветривания на кимберлитах, либо формации-коллекторы.

Семейство формаций карбонатных пород

Известняково-доломитовая формация [239, 279, 294] представлена светло-серыми, серыми, темно-серыми, розоватыми, кремовыми доломитами и известняками, как афанитовыми, так и слонистыми, с прослоями строматолитовых, онколитовых и оолитовых разностей. Нередки внутриплатформенные размывы и прослои алевролитов. Мощность формации от 20 до 300 м; она имеет большое площадное распространение. Образовалась формация в условиях эпиконтинентальных морей. Парагенетически

связана с сульфатно-карбонатными и красноцветными формациями. Залегает согласно на формациях трансгрессивной стадии и на песчано-доломитовой формации, по латерали замещается доломитовой субформацией. Различаются кремнисто-доломитовая и известняково-кремнисто-доломитовая субформации, содержащие кремнистые доломиты, слои и линзы кремней разного цвета. Не останавливаясь на генезисе доломитов, отметим, что известняково-доломитовая формация занимает вполне определенное положение в формационном ряду, отражая начало регрессивной стадии седиментационного цикла. С краевыми частями формационных тел, вернее, с зонами латерального их замещения связаны стратиформные свинцово-цинковые месторождения и проявления. Формация выделяется среди верхнедокембрийских, кембрийских, ордовикских, силурийских, девонских отложений.

Семейство формаций сульфатно-карбонатных пород

Соленосную галогенную формацию слагают гипсы, ангидриты, доломиты светлых тонов, мергели, реже алевролиты и песчаники с ангидритовым цементом, каменные и калийные соли. Формацию характеризуют аридный климат, лагунные фации открытого моря, интенсивное опускание в бассейне седиментации и тектоническая пассивность в области сноса. Мощность ее измеряется многими сотнями метров. Накопление формации происходило на средних и высоких стадиях аридного осолонения бассейна. Сначала выпадали в осадок сульфаты кальция (гипс, ангидрит), а потом кристаллизовались различные соли вплоть до наиболее легкорастворимых хлоридов и сульфатов калия, магния и натрия [82, 83, 316, 355]. Соленосная галогенная формация подстилается пестроцветной карбонатно-песчано-глинистой либо известняково-доломитовой, а перекрывается красноцветной молассоидной или известняково-доломитовой формациями. По латерали она замещается формациями сульфатно-карбонатного, терригенного регрессивного либо карбонатного состава. С формацией связаны рудные формации галититовая (каменных солей) и калийных солей. Выделяется среди отложений кембрия и девона, где образует крупнейшие соленосные бассейны.

Семейство формаций угленосных пород

Угленосная глинисто-песчаная лимно-параличская формация тунгусского типа была выделена Г. А. Ивановым [84] как формация внутренних прогибов древних платформ. Ее слагают многократно переслаивающиеся морские известняково-песчано-глинистые и преимущественно груборитмичные континентальные глинисто-песчаные отложения с пластами в основном каменных углей. Степень метаморфизма углей постепенно уменьшается в направлении с запада на восток. Угленасыщенность формации и мощность пластов угля возрастают вверх

по разрезу. В направлении с юга на север повышается стратиграфический уровень нижней границы промышленной угленосности. Формация занимает огромные площади при мощности от нескольких сот до 1400 м. Ее распространение контролируется конседиментационными структурами, осложняющими Тунгусский хатократон. Угленосная формация залегает либо согласно на карбонатных формациях, либо со структурным несогласием на различных формациях от среднего и нижнего палеозоя до верхнего докембрия. С ней связаны месторождения антрацитов, каменных и бурых углей и графита. Выделяется она в среднем — верхнем карбоне и перми; образует крупнейший Тунгусский угленосный бассейн [84, 185].

Угленосную глинисто-песчаную лимническую формацию ленского типа слагают чередующиеся различные пачки: внизу мощные алеврито-песчаные (200—850 м), а вверху тонкослоистых алевритов, аргиллитов и углей (10—80 м) озерно-болотно-бассейнового типа. Мощность формации от 600 до 4000 м (в осевых частях прогибов). Угленасыщенность ее различная: в малоподвижных прогибах (Лено-Анабарский и север Приверхоянского) содержится 10—25 пластов угля мощностью по 1—4 м, в подвижных (Приверхоянском прогибе и Вилюйской синеклизе) — более 125 пластов угля, из которых более 40 имеют мощность от 1 до 5,5 м, иногда 15—30 м. В наиболее прогнутых частях прогибов преобладают каменные угли марок Д, Г, ПЖ, в Вилюйской синеклизе до глубины 1200 м угли бурые, а глубже — каменные. Для формации характерны ритмичное строение, непрерывность разреза и постепенные переходы по латерали. Она залегает с постепенным переходом на сероцветных морских или прибрежно-континентальных мелкообломочных формациях терригенного трансгрессивного семейства и несогласно перекрыта континентальной сероцветной молассоидной формацией. Формационное тело в плане имеет изометричные очертания с постепенным увеличением мощности к центру синеклизы либо линейные с увеличением мощности к центру прогибов. Выделяется формация в верхней юре и нижнем мелу; образует Ленский угленосный бассейн [84, 88, 100].

Лигнитовая глинисто-песчаная формация была выделена Н. А. Игнатченко [88] под названием лимническо-потамической платформенной высокоугленосной. Характеризуют ее пласты лигнита, ритмичность разреза и асимметрия его строения. На подстилающей угленосной формации она залегает со стратиграфическим и угловым несогласием. Формация образовалась в предгорном прогибе вдоль складчатого сооружения, мощность ее в сторону платформы уменьшается от 1000 до 150 м. В формации различаются два ритма, разделенные несогласием. Нижние, наиболее мощные части ритмов сложены песками, верхние — пачками переслаивающихся песков, алевритов и глин с прослоями лигнита. Лигнитовые угли образуют от 5 до 19 пластов простого строения мощностью от 0,2 до 2,5 м, редко 19—26 м.

Выделяется формация среди отложений неогена; слагает Алданский угленосный бассейн.

Угленосная глинисто-песчаная лимническая формация иркутского типа выделена Л. Б. Рухиным [239] как предгорная угленосная формация переходного от геосинклинального к платформенному режима. Г. А. Ивановым [84] этот тип отнесен к формации внешних прогибов древних платформ. Сложена ритмично чередующимися песчаниками, песчано-алевритовыми пачками и пойменно-болотными глинисто-алевритовыми пачками с пластами углей. Вдоль складчатого обрамления базальные горизонты сложены линзами конгломератов мощностью 10—25 м. Строение формации асимметричное, ее угленасыщенность, степень углефикации, а также мощность (от 630 до 260 м) отложений убывают в глубь платформы. Формация содержит 30—45 пластов угля мощностью 0,5—5 м, в отдельных случаях 15—46 м; наибольшее их число приурочено к глубоким предгорным частям прогибов. Здесь угли каменные, пласты сложного строения и резко меняющейся мощности. В приплатформенных частях угли бурые, пласты их выдержанные, простого строения. Формация образовалась в компенсационных прогибах платформы вдоль древних складчатых систем. Она залегает с угловым несогласием и стратиграфическим перерывом на формациях более ранних этапов развития и не «вписывается» в последовательный ряд формаций своего этапа развития. Формацию характеризуют каменные и бурые угли, ритмичное строение и асимметрия по латерали. Выделяется она среди юрских отложений; слагает Иркутский и Канско-Ачинский угленосные бассейны. Кроме того, с базальными горизонтами формации связаны месторождения стекольных песков и россыпи ильменита [100].

Семейство формаций терригенных (регрессивного строения) пород

Красноцветная глинисто-песчаная формация [336] сложена красноцветными песчаниками с прослоями конгломератов и редко доломитов. Мощность ее 100—400 м. Образовалась формация вследствие размыва воздымающихся складчатых систем, выполняет прогибы и широким шлейфом «выплескивается» на платформу. Вблизи области сноса нередко замещается красноцветной молассоидной формацией, а в глубь бассейна по мере удаления от области сноса — соленосной формацией. Залегает трансгрессивно на соленосной либо на сульфатно-глинисто-доломитовой формациях. В зонах латерального перехода формации в красноцветную молассоидную часто концентрируются стратиформные месторождения меди. Выделяется она среди кембрийских, ордовикских и девонских отложений в регрессивную стадию седиментационного цикла.

Красноцветная молассоидная формация сложена красноцветными песчаниками, гравелитами, конгломерата-

ми, реже алевролитами с прослоями глинистых доломитов. Минеральный состав песчаников, гравелитов и конгломератов сходен. Характерна грубая и правильная косая слоистость. Органические остатки практически отсутствуют. Фаии мелководные. Мощность формации от 100 до 600 м. Поперечный профиль формационных тел асимметричен. Погрубение терригенного материала происходит в сторону горных систем, где молассоидная формация замещается молассовой. В глубь платформы она переходит в красноцветную глинисто-песчаную формацию. Залегае на подстилающих толщах, как правило, с несогласием. Накапливалась формация в предгорных прогибах вдоль интенсивно поднимающихся орогенов. Молассоидные формации более древних этапов в целом отличаются от формаций более молодых этапов меньшей мощностью, лучшей сортировкой материала, более мелким гранулометрическим составом, более четкой ритмичностью и слоистостью, выдержанностью по простираию. С формацией связаны стратиформные месторождения и проявления меди. Выделяется она среди отложений докембрия, кембрия и ордовика.

Семейство формаций ультраосновных — основных пород

Это семейство включает два формационных типа — оливинит-габбровый (интрузивный) и пикрит-базальтовый (эффузивный). На Сибирской платформе представители этих типов имеются лишь среди триасовых образований [100]. Это интрузии талнахско-норильского типа [37, 46, 47, 199, 212, 213, 301, 302, 303] и эффузивы сыверминской свиты [100], содержащие ультраосновные породы. Для семейства характерны: специфические серии слагающих их пород, содержащие 25—30% ультраосновных разновидностей, отличающие их геохимические особенности, металлогеническая специализация и своеобразная тектоническая позиция. Семейство формаций ультраосновных — основных пород известно в пределах северо-запада платформы, на юго-западном борту Хараелахской, северо-восточном борту Норильской мульды, а также на северо-западном борту Сыверминской впадины.

Оливинит-габбровая формация характеризуется серией пород, включающей плагиоклазовые оливиниты и перидотиты, меланократовые троктолиты, габбро-верлиты и габбро-нориты, оливиновые и кварцевые габбро и габбро-пегматиты, гибридные породы типа габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Эта ассоциация пород слагает дифференцированные (по схеме Боуэна) интрузии мощностью до 350 м. Количество ультраосновных разновидностей составляет от 25 до 50% (реже больше) от всего объема интрузий.

Основная часть интрузий норильского типа сосредоточена в пределах северо-запада Сибирской платформы [39, 46, 47, 100, 135, 301 и др.], в Норильском и Хараелахском районах, совпадаю-

щих в тектоническом отношении с одноименными мульдами. Сходные интрузии известны в Имангдинском и Курейско-Северореченском районах. К норильскому типу интрузий относится пять подтипов [39, 135, 284].

Судя по новейшим [230, 231, 242, 243] геофизическим данным, северо-запад платформы имеет иное глубинное строение, чем большая ее часть. Здесь отмечаются: аномальное строение и наиболее резкие перепады мощности коры; зоны сочленения архейских (?) консолидированных блоков и более молодых геосинклинальных трогов (рифтов?) в фундаменте, позже переродившихся в авлакогены [140, 147]; наиболее мощный чехол по сравнению с остальной частью платформы, что фиксируется глубокими впадинами в рельефе фундамента [230, 242]; высококонтрастные впадины (и мульды), синхронные времени образования интрузий; а главное, долгоживущие глубинные разломы, ограничивающие Сибирскую платформу с запада и севера, и разломы, сопряженные с ними [6, 140, 147].

В связи с тем, что норильские дифференцированные интрузии относились к трапповой формации, не возникало сомнения в их приповерхностном происхождении. В то же время основные черты этих интрузий (хорошо проявленная дифференциация, содержание большого количества летучих и своеобразие структур пород) сравнимы с чертами образований более глубоких зон земной коры, где влияние поверхности на характер охлаждения магматических тел становится несущественным.

О высоких температурах кристаллизации и медленном остывании рудоносных интрузий говорит отчетливая дифференциация, выразившаяся в образовании серий пород от ультраосновных, богатых оливином в низах интрузивов, до основных, содержащих гранофир и кварц, а иногда и гибридных, по составу близких к диориту и кварцевому снититу. Дифференциация интрузий происходила в современной камере. По экспериментальным данным Е. Н. Булгаковой, температуры гомогенизации расплавленных и газовой-жидких включений в минералах основных дифференциатов норильских интрузий находятся в интервале 1120—1350°С. Постепенное снижение температуры гомогенизации включений от ультраосновных дифференциатов (1350°) к основным (1120°) свидетельствует о значительной роли гравитационно-кристаллизационной дифференциации. Об этом же говорит изменение состава минералов снизу вверх по разрезу интрузий. В плагиоклазе уменьшается содержание анортита (от 100 до 30%), в оливине увеличивается количество железа (от 10 до 40—50%). В том же направлении уменьшаются количества, а затем и исчезают оливин, ромбический пироксен, хромит. В ультраосновных породах максимальное содержание оливина достигает 70—80%, ромбического пироксена 8—10%, хромита — единичные зерна.

Для выявления физико-химических условий кристаллизации интрузий важную роль играет изучение состава пироксенов. Однако получение мономинеральных фракций пироксенов чрезвы-

чайно сложно, а чаще просто невозможно вследствие тонкого срастания с другими минералами. Этим объясняется завышенное содержание кальция в составе моноклинных и ромбических пироксенов в ряде анализов, и в частности в 70 анализах пироксенов Талнахской интрузии, выполненных В. А. Шатковым. Поэтому при изучении пироксенов очень ценны возможности микрозондового анализа, дающего полный силикатный анализ зерна, которое центрируется при большом увеличении ($\times 400$), вследствие чего исключается влияние включений. Ряд анализов пироксенов, выполненных нами из Талнахской и других рудоносных дифференцированных интрузий на приборе фирмы «Сомеса», показал, что моноклинные пироксены этих интрузий характеризуются значительным дефицитом (6—10 вес. %) кальция и существенным количеством (5—6,5%) полуторных окислов. Судя по разрезу скв. 968, наибольший дефицит кальция пироксены Талнахской интрузии имеют в ультраосновных породах. Кроме того, во всех ее горизонтах наряду с бедным железом субкальциевым моноклинным пироксеном (ряда эндиопсид—авгит), содержащим 6,3—7,8 вес. % FeO, присутствует и второй более железистый (10,0—15,8 вес. % FeO) моноклинный пироксен (ряда энсалит—авгит). Бедный железом пироксен преобладает в ультраосновных разновидностях пород, более богатый—в основных. Поскольку кристаллизация этих различных по составу пироксенов не могла происходить одновременно, можно предположить, что бедный железом пироксен—эндиопсид-авгит кристаллизовался раньше и обогатил (совместно с оливином и сульфидами) горизонт ультраосновных пород. О более раннем образовании (возможно, докамерном) маложелезистого пироксена свидетельствует большее содержание в его составе хрома и никеля. Для ромбических пироксенов интрузий норильского типа, судя по рентгенометрическим данным Е. П. Соколовой, представленных гиперстеном (и бронзитом), характерны увеличенные количества кальция и глинозема.

В отличие от моноклинных пироксенов интрузий норильского типа моноклинные пироксены долеритов курейского типа содержат повышенные количества железа и кальция в авгитах или не содержат вообще молекулы Чермака, а содержания никеля, хрома, кобальта в них на порядок ниже, чем в минералах норильских интрузий (наши микрозондовые данные).

Выявленные особенности состава пироксенов свидетельствуют о разных условиях образования интрузий норильского и курейского типов, об образовании первых при большем давлении и температуре. По мере увеличения давления и температуры следует ожидать понижения содержания кальция в моноклинных пироксенах и некоторого увеличения содержания глинозема [224].

Отчетливой дифференциации интрузий способствовало значительное содержание летучих компонентов в магме. Летучие привели к образованию закрытых эксплозий, к значительному метаморфизму вмещающих пород [39, 46, 47, 134, 169, 199 и др.], автоматометасоматическим и реакционным процессам внутри интрузий,

что проявилось в образовании биотита, амфибола, талька и серпентина на границе с сульфидами, а также в серпентинизации богатых оливином пород и в амфиболлизации и хлоритизации верхних наиболее поздних образований интрузий габбро-пегматитов и гибридных пород. Остаточные растворы, богатые летучими составляющими, способствовали перекристаллизации (такситизации) пород, примером чего является Талнахская интрузия. Большое количество летучих подчеркивалось Н. И. Горяиновым и А. С. Аплоновым, показавшими с помощью декрипитационного анализа, что газовой-жидкие и газовые включения распространены в 6—17 раз больше в породах рудоносных дифференцированных интрузий норильского типа, чем в интрузиях долеритов.

Высокие температуры и давления, способствовавшие медленному остыванию интрузий и их отчетливой дифференциации, поддерживались значительным литостатическим давлением вулканогенно-осадочных толщ, залегающих над кристаллизующимися интрузивами, мощность которых достигала, видимо, 3000 м (а возможно, и более). О высоких температурах (и давлениях?), существовавших в момент становления интрузий норильского типа (Талнахской, Имангдинской, Вдлогчанской и др.), свидетельствует метаморфизм в зоне контакта с интрузивными телами или в ксенолитах в краевых частях интрузивных тел [46, 47]. Среди мраморов, образовавшихся при метаморфизме кремнистых доломитов каларгонской свиты, а также среди апомергелистых роговиков мантуровской свиты наблюдается монтичеллит-периклаз + кальцитовая ассоциация. Такую ассоциацию Д. С. Коржинский относит к геленит-монтичеллитовой (и периклазовой?) субфации глубинности, образующейся при температуре не ниже 850—900°С и давлении не ниже 500 кгс/см². На высокую температуру (до 1100°) и давление (до 500 кгс/см²) указывает и Б. Н. Батуев, изучавший минеральные парагенезисы метаморфических пород Талнахской интрузии. Контактный метаморфизм, связанный с интрузиями талнахско-норильского типа, отнесен к аномальному. Он имеет полифациальный характер с широким, соизмеримым с мощностью интрузий ореолом. Величина критерия Ингерсола, по расчетам Д. М. Туровцева, достигает 0,8—1,6. В то же время эта величина для неглубинных стадий метаморфизма, по данным В. Г. Меламеда и др., не может быть более 0,2—0,3. Лишь при условиях формирования, близких к глубинным, становится понятным высокотемпературный характер ассоциаций метаморфических пород и высокая величина критерия Ингерсола.

Среди структур пород рудоносных интрузий преобладают панидиоморфная, габбро-офитовая, пятнисто-офитовая, габбровая и другие субофитовые при почти полном отсутствии типичных офитовых и пойкилоофитовых структур [284], свойственных быстро кристаллизующимся приповерхностным долеритам. При медленном остывании разница в кристаллизационной силе плагиоклаза и пироксена проявляется меньше, в результате чего образуются более равномернозернистые структуры габброидного и субофито-

вого типов. Особенно большое сходство рудоносные интрузии Сибири имеют с дифференцированными интрузиями Южно-Африканской платформы (массив вблизи местечка Маунт-Эйлиф, хр. Инсизва), затвердевание которых протекало в мезабиссальных условиях, по подсчетам Д. Л. Шольца под давлением 750 кгс/см^2 на глубине 12 000—16 000 футов в нижней части системы Карру, на границе Бофорских слоев и свиты Экка. Для пород интрузии Эйлиф также характерны субофитовые структуры (термин Д. Л. Шольца), близкие структурам норильских интрузий.

Одним из оснований отнесения рудоносных дифференцированных интрузий к самостоятельной формации являются петрохимические особенности, из которых отметим главные, резко отличающие их от интрузий долеритов (курейский тип [284]), минерализованных сульфидами: пониженное содержание кремнекислоты — до 42—44% (средневзвешенные составы интрузии [39, 199]), в то время как обычные долериты, в том числе долериты интрузии курейского типа, содержат около 50% SiO_2 ; более низкое содержание титана; большая магнезиальность; повышенное содержание хрома; значительные концентрации никеля, меди, кобальта и серы в породах, превышающие в 3—10 раз их кларки в основных и ультраосновных породах; большая роль калия относительно натрия. Последняя тенденция, названная А. Д. Генкиным «кимберлитовой» (как и все предыдущие), обусловлена, видимо, значительной глубиной генерации расплавов.

Как показал М. Н. Годлевский сравнением петрохимических параметров, никеленосные интрузии ряда районов планеты, в том числе норильские, занимают промежуточное положение между габбро и хондритами, т. е. они не являются производными толеит-базальтовой магмы. Интрузии талнахско-норильского типа характеризуются более высоким средневзвешенным содержанием MgO (10—13 вес. %) по сравнению с интрузиями толеит-долеритов. Магмы, сформировавшие интрузии этого типа, зарождались при более высоких температурах, чем магмы базальтового состава, из иной более магнезиальной части мантии. Эти два типа магм не могли образоваться из одной и той же фракции мантийного вещества.

Очень сложный химический состав руд, содержащих преобладающую часть элементов периодической системы Менделеева [46] и не имеющих сходства с известными на Земле рудными образованиями, за исключением метеоритов, позволил считать, что сульфиды талнахско-норильского типа по составу соответствуют сульфидной фракции мантийного вещества [129]. Магмы, давшие интрузии талнахско-норильского типа, относятся к среднетемпературным и занимают промежуточное положение между низкотемпературными магмами толеит-базальтового (основного) состава, в которых количественно MgO составляет менее 10 вес. %, и более высокотемпературными ультраосновными магмами с содержанием MgO более 20—30 вес. % [129].

В то же время магнезиальность пород дифференцированных интрузий не является определяющим признаком рудоносности. Этот признак может учитываться как дополнительный к более информативным параметрам, определяющимся соотношением щелочей, кремнекислоты и титана в породах. Повышенная магнезиальность интрузий, имеющих близкую к норильской схему дифференциации, может характеризовать и безрудные интрузии (фокинский тип), содержащие до $\frac{3}{4}$ ультраосновных пород. Повышенная магнезиальность в сочетании с бедным сульфидным оруденением нередко являлись единственными критериями для оценки потенциальной рудоносности интрузий долеритов Сибирской платформы, что привело к безрезультатным поискам.

Отличительная особенность интрузий талнахско-норильского типа — связь с ними месторождений меди, никеля, кобальта и других металлов. Руды располагаются как непосредственно в интрузиях, так и во вмещающих их осадочно-вулканогенных породах. Кроме главных (пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит) и часто встречающихся (троилит, кубанит, талнахит и др. [46]) минералов в сульфидных рудах А. Д. Генкиным [149] установлен комплекс более редких минералов, таких как джерфшерит (сульфид калия, железа, никеля и меди), разнообразные платиновые минералы, состоящие из соединений платины и палладия с железом, никелем, медью, серебром, золотом, оловом, свинцом, теллуrom, серой и другими элементами, а также карбидов кремния и вольфрама. Платиновые минералы в значительных количествах содержатся в железных метеоритах и хондритах, которые, как предполагается, близки по составу к верхней мантии и более глубоким земным геосферам. Что касается наличия реликтов карбидов кремния и вольфрама в рудах Талнахской интрузии, то эти минералы отвечают восстановительным условиям при высоких давлениях, несовместимых с термодинамическими условиями земной коры [149], и свидетельствуют о процессах, совершающихся в глубоких геосферах.

Благоприятные условия для проявления интрузий ультраосновных — основных пород с сульфидным никель-медным оруденением существовали в поясе окраины платформы, вблизи разломов, обрамляющих ее с запада и севера и располагающихся на стыке разнотипных основных структур земной коры [243]. Здесь разломы проникают до сверхглубоких участков мантии и имеют, видимо, природу континентальных палеорифтов, оживших в триасе. Неясно, на какой глубине магма обогатилась никелем, тяжелыми металлами, серой, а также другими полезными элементами, но в настоящее время существуют представления (данные геофизических исследований) о глубине заложения разломов на континентах до 300 км, а на границе континентов и океанов до 700 км [93].

Все приведенные данные свидетельствуют об обособленности интрузий талнахско-норильского типа, отличающей их от формирования приповерхностных долеритов, о самостоятельности оливинит-

габбровой формации, образовавшейся из магмы иного состава и в иных термодинамических условиях (близких к глубинным — плутоническим). Идентичная формация встречена в Южной Африке [362].

Единственным представителем пикрит-базальтовой формации является сиверминская свита, относящаяся к ранней фазе триасового вулканизма [100]. В целом для формации характерны повышенные по сравнению с кларковыми содержания хрома, никеля, кобальта, меди и низкие — извести, глинозема, железа, титана, циркония, стронция, но рудная формация с ней не связана, хотя ассоциация сульфидных никелево-медных руд с пикритовыми базальтами известна (Австралия). По химическому составу формация близка к триасовой интрузивной оливинит-габбровой, однако относительный возраст последней, видимо, более молодой. Комагматичность тех и других, признаваемая некоторыми исследователями, мало обоснована [276, 313].

Семейство формаций основных пород

Семейство формаций основных пород Сибирской платформы объединяет три формации: толеит-базальтовые лавовую и пирокластическую и долеритовую (интрузивную). Незначительно развиты древние формации основных пород, относящиеся к палеопротозойскому, неопротозойскому, эпипротозойскому этапам [39]. Наиболее широко распространены и изучены [39, 43, 46, 80, 81, 124, 129, 133, 134, 141, 151, 169, 185, 212, 236, 248, 260, 276, 284, 303, 305, 312, 313] основные породы позднепалеозойско-раннемезозойского этапа развития платформы. Они занимают территорию площадью около 1,5 млн. км² и главным образом в пределах Тунгусской хакратонной структурно-формационной области. С толеит-базальтовыми и долеритовой формациями связывается ряд проявлений полезных ископаемых, не относящихся к рудным формациям. О связи толеит-базальтовых и долеритовой формаций с рудными формациями имеются лишь предположительные данные.

Долеритовая формация. Интрузии долеритов [39, 100, 133, 134, 169] имеют форму силлов, полого- и крутосекущих пластообразных тел и даек. Иногда форма их неправильная, ветвящаяся (особенно в туфах), изредка кольцевая, воронкообразная, языкообразная и др. Мощность силлов обычно 10—50 м, иногда до 400 м, даек — 5—15 м, реже до 100 м и более. По составу различается несколько подформаций: толеит-долеритовая, троктолит-долеритовая, феррогаббро-долеритовая, тешенит-долеритовая и долерит-граносиенитовая. Значительные отклонения в составе интрузий формации свидетельствуют об ассимиляции боковых пород, наложенных процессах изменения и, возможно, о глубинной дифференциации.

К толеит-долеритовой подформации относятся широко известные интрузии долеритов — обычных основных пород, образовавшиеся в приповерхностных условиях из магмы, бедной летучими

компонентами. Это недифференцированные или слабодифференцированные интрузии ангарского, амовского и катангского типов [100, 284, 303]. Месторождения полезных ископаемых в связи с толлит-долеритовой подформацией неизвестны. Отмечается небольшое по масштабу оруденение магнетита и мелкие проявления свинца и цинка в ассоциации с интрузиями среднепалеозойского этапа [151], а также исландского шпата и флюорита с интрузиями эпипротозойского этапа развития платформы [39, 169].

Троктолит-долеритовая подформация включает два типа интрузий — горноозерский и дегалинский [100], ранее [274] выделенных в виде курейского комплекса, позднее [284, 303] одноименного типа. В целом для подформации характерно повышенное по сравнению с толлит-долеритовой подформацией содержание магния, никеля и хрома. Интрузии подформации широко распространены на северо-западе платформы [274, 303]. К этой же подформации относятся интрузии карамского типа бассейна Маймечи [305]. Сульфиды, отмеченные в породах, бедны полезными металлами и не образуют промышленных скоплений в связи с приповерхностным становлением формации.

Феррогаббро-долеритовая подформация характеризуется двумя группами интрузий [39, 100, 303] с повышенными по сравнению с кларками содержаниями железа, титана, галлия, циркония, ванадия, бария и скандия [30]. К интрузиям приурочены проявления (минерализация) позднемагматического ильменита и титаномагнетита — до 15—20% объема породы; пространственно с ними ассоциируют проявления жильного магнетита (Анакитская интрузия), а также сульфидное халькопирит-пирротинное (с редким пентландитом) оруденение, приуроченное к верхнему и нижнему эндоконтактам интрузий и к зонам трещиноватости внутри них (проявления Велингна, Ниньма и др.). Ряд исследователей предполагает, что с интрузиями подформации связаны магнетитовые месторождения ангаро-илимского типа, однако это вопрос дискуссионный (см. раздел «Рудные формации»). Аналогичные интрузии среднепалеозойского возраста известны на востоке платформы (бассейн Лены), где с ними пространственно ассоциируют (в экзоконтактах) рудопроявления магнетита (реки Б. Патом, Чара, Молбо и др.). Рудные формации, достоверно связанные с интрузиями феррогаббро-долеритовой подформации, неизвестны. Интрузии тяготеют к бортам валов и куполообразных структур, развитых вдоль разломов над зонами сочленения блоков фундамента. Интрузии подформации относились к кузьмовскому комплексу [39, 133] или типу [284, 303].

Тешенит-долеритовая подформация объединяет субщелочные долериты двух возрастных групп. К первой группе относятся более древние силлы мощностью 50—150 м, сложенные лейкократовыми амфиболизированными долеритами, тешенит-долеритами, габбро-тешенитами и пегматоидными габбро-долеритами. Интрузии этой группы известны в бассейнах Северной и Летней. К ним пространственно приурочены магнетитовые месторождения и

скарны [169, 203]. Вторая группа объединяет относительно более молодые интрузии субщелочных долеритов, широко распространенные в центральной, южной и восточной частях Тунгусской синеклизы, реже в ее западной части. Сложены они долеритами, тешенит-долеритами, субщелочными пегматитами, альбитовыми и кварцевыми монцонитами. Для них характерно повышенное по сравнению с кларковым содержание свинца, цинка, меди, галлия. Интрузии второй группы прорывают массивы толеит-долеритовой и феррогаббро-долеритовой подформаций или образуются по породам последних метасоматическим путем [134]. С ними совмещены в пространстве месторождения магромагнетита и исландского шпата (р. Илимпея и др.) Интрузии подформации всегда автометаморфизованы, имеются значительные экзоконтактовые изменения. Породы характеризуются повышенным количеством кремнезема, щелочей (особенно натрия), окислов железа и титана.

Долерит-граносиенитовая подформация развита незначительно. Мощность силлов и даек подформации небольшая (10—50 м, редко до 250 м). Сложены они долеритами (диабазами), конга-долеритами (диабазами), сиенодолеритами, кварцевыми сиенитами, сиенит-порфирами, кварцевыми монцонитами и монцонит-порфирами. Подформация известна в мезо- и неопротозое и среднем палеозое. Древние интрузии подформации (мезо- и неопротозойские) расположены в западной и южной частях Анабарского щита, содержат бедную сульфидную вкрапленность пирит-пирротинового состава (с редким халькопиритом и пентландитом). Интрузии подформации имеют полигенный состав, что согласуется с двойственным характером редких и малых элементов. Неопротозойские интрузии котуйканского типа отличаются повышенным содержанием никеля, кобальта и меди, а также титана, фосфора, и калия; последние три элемента, видимо, захвачены магмой из боковых пород.

Толент-базальтовая лавовая (эффузивная) формация представлена чередующимися лавовыми покровами, сложенными базальтами с интерсертальной, толеитовой, микродолеритовой, пойкилоофитовой, пойкилоофитово-интерсертальной, реже с плагифирировой, гломероплагифирировой и полифирировой структурой, а также этакситовыми базальтами и анамезитами. Преобладают лавовые покровы мощностью 6—12 м, реже от 1 до 30 м. Протяженность их от нескольких сот метров до 15 км и более. В покровах выделяются маломощное закаленное основание (до 0,5 м), центральная массивная часть и верхняя миндалекаменная зона. Основание нередко сложено плотными витробазальтами, центральная часть — раскристаллизованными базальтами с вулканическим стеклом и верхняя зона — витробазальтами обычно миндалекаменной пузыристой текстуры. Миндалины заполнены цеолитами, кварцем, хлоритами, палагонитом, кальцитом, исландским шпатом и другими минералами. В составе формации встречаются линзы и прослои туфов и туфогенно-осадочных пород, объем которых изменяется по латерали и разрезу. Мощность формации триа-

са изменяется по латерали от 4200 м в Хараелахско-Иконской впадине до 700 м в Катангской зоне. К шаровым лавам и мандельштейнам Катангской зоны (нижняя часть нидымской свиты) приурочена минерализация оптического кальцита, образующая рудную формацию. На севере Сибирской платформы с базальтами Путоранской зоны связаны проявления самородной меди (Арылахское месторождение и др.).

К этому же формационному типу относятся среднепалеозойские базальты Ыгыаттинской и Кемпендяйской впадин, а также Витимско-Джербинской синклинали на востоке платформы. От раннемезозойских они отличаются повышенным содержанием щелочей (особенно калия), титана и фосфора, что является, видимо, следствием ассимиляции их базальтами при прохождении последних через более мощную сиалическую консолидированную кору, которая почти отсутствует, по данным ряда исследователей [25, 243, 291], под Тунгусской синеклизой, где прослеживается недоразвитая континентальная (гранулит-базитовая либо субокеаническая) кора. С базальтами девона предположительно связываются проявления меди [151].

Эффузивные диабазы эпипротозоя известны в пределах Оленёкского поднятия и хр. Хараулах. Маломощные покровы базальтов обнаружены в нижней части мукунской свиты мезопротозоя на западном склоне Анабарской антеклизы. С этими образованиями рудные формации не ассоциируют.

Толент-базальтовая пирокластическая формация представлена туфами и туфоагломератами с прослоями туфитов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Базальтовые туфы — это массивные или брекчиевидные породы с витро-, лито-, и кристаллокластической структурой. Среди туфов различаются пепловые, витрофировые, палагонитовые и пизолитовые. Обломки в туфах родственные (вулканическое стекло, витробазальты, различные базальты, реже долериты, туфы, обломки кристаллов основного плагиоклаза, оливина, пироксена) и чуждые (осадочные, кислые магматические, метаморфические породы, обломки кислого плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца). Размер обломков от долей миллиметра до 10, реже до 40 см, иногда до 1,5 м и более. Слоистость в базальтовых туфах отсутствует. Наличие в них вулканических бомб, лапиллей, пизолитовых разновидностей свидетельствует об извержениях вулканов, сопровождавшихся выбросами воды и пепла. Представителем формации является туфоагломератовая формация раннего триаса (корвунчанская, двурогинская и правобоярская свиты). К этому же формационному типу отнесены туфы и туфобрекчии унгоохтахской свиты неопротозоя Уджинского поднятия. Формация триаса наиболее широко распространена (на площади более 400 тыс. км²); мощность ее 150--400 м. Особенности формации — наличие в ней кластических даек, сложенных осадочными породами, интенсивная минерализация в газовых пустотах с отложением низкотемпературных минералов: кальцита, кварца, цеолита и исландского шпата. С тектони-

ческими нарушениями в районе вулканических аппаратов, с кольцевыми разломами и кальдерами нередко связаны пути проникновения минерализованных растворов и «ловушки» для кристаллизации исландского шпата, барита, целестина, возможно полиметаллов и других полезных ископаемых. К пирокластической толеит-базальтовой формации пространственно приурочены рудные формации целестина и исландского шпата.

Семейство формаций щелочно-основных пород

Семейство формаций щелочно-основных пород охватывает два формационных типа — интрузивный трахидолеритовый и эффузивный — трахибазальтовый. Трахидолеритовая формация включает титанавгитовые долериты, трахидолериты, тешениты, сиениты, монзониты и другие породы. Трахибазальтовая формация кроме трахибазальтов слагается трахандезитами, трахитами, реже трахилипаритами, лимбургитами и другими породами. Щелочно-основные формации развиты на Сибирской платформе в небольшом объеме. Образовались на заключительных стадиях эпипротозойского, среднепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского этапов. Это семейство в пространстве совмещено с семействами формаций ультраосновных — основных и щелочно-ультраосновных пород. Средний состав пород формаций отвечает недосыщенному оливин-базальтовому щелочному типу. Для семейства в целом характерны недосыщенность кремнекислотой, повышенное содержание железа, титана, фосфора, щелочей (в том числе калия), ниобия, циркония, а на участках с развитой сиалической корой — иногда присутствие пород пересыщенных щелочами (наманинский, чемидиканский комплексы), что свидетельствует, видимо, о полигенности этой ветви формации. Щелочно-основные формации проявились в течение позднепалеозойско-раннемезозойского этапа на севере и северо-западе платформы, где они приурочены к крупным зонам глубинных разломов (Енисейский, Енисейско-Котуйский, Таймыро-Байкальский) и особенно к участкам их пересечения [100]. Среднепалеозойские щелочно-основные формации известны в восточной части платформы [39, 151]. В эпипротозое дайки щелочно-основных пород установлены на северо-востоке платформы [100, 140]. Заслуживает внимания повышенное содержание фосфора и титана в интрузивных трахидолеритах, однако из-за приповерхностного характера последних вряд ли можно ожидать существенных скоплений этих элементов.

Семейство формаций щелочно-ультраосновных пород

В составе семейства Л. С. Егоров [4, 68, 98, 100] выделяет четыре формации: пикрит-меланефелинитовую эффузивную, пикрит-меланефелинитовую интрузивную, ийолит-карбонатитовую и кимберлитовую. В семействе объединены породы, образованные четырьмя

основными минералами в разных количествах: оливином, клинопироксеном, нефелином, мелилитом. Среди рудных компонентов существенная роль принадлежит титаномagnetиту и перовскиту, характерны железо-магнезиальные слюды и железо-титановые гранаты. В интрузивных формациях отмечается некоторое количество щелочных полевых шпатов (щелочные и нефелиновые сиениты), отсутствуют плагиоклазы, кроме редкого альбита. Для ийолит-карбонатитовой формации характерны несиликатные изверженные породы — карбонатиты. Средний состав формации близок к составу оливинового меланефелинита или оливинового меллита. Породы отличаются резкой недосыщенностью кремнеземом (SiO_2 менее 42%). Характерно повышенное против кларков содержание редких элементов.

Формации щелочно-ультраосновных пород приурочены к заключительным стадиям эппротозойского, среднепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского этапов. Самая древняя формация семейства (инглийский комплекс) проявилась на юго-востоке платформы, среднепалеозойские формации (уджинский и зиминский комплексы) — на северной и южной окраинах платформы, наиболее молодая — на севере Сибирской платформы (маймечка-котуйский и каменский комплексы) и в Чадобецком поднятии.

Положение щелочно-ультраосновных формаций определяется сквозькоровыми разломами Енисей-Котуйским и Таймыро-Байкальским для триасовых формаций севера платформы, Уджинским и Саянским — для девонских формаций и рядом пересекающихся субширотных и субмеридиональных разломов для неопротозойской формации [72]. Все формации семейства проявляются на приподнятых структурах (типа филократонов) вдоль структур с высокими скоростями и градиентами погружений как на окраинах платформы, так и внутри нее. По мнению Е. Е. Милановского [166], интрузии центрального типа характерны для рифтогенных структур. К такого типа структурам может быть отнесена древняя скрытая Таймыро-Байкальская зона разломов, на месте которой, возможно, в карельское или байкальское время существовал древний континентальный рифт.

Все интрузивные формации семейства обособлены в пространстве от формаций основных и щелочно-основных пород [100]. Во времени щелочно-ультраосновные эффузивы сменяются пикрит-меланефелинитовыми силами и дайками, последние — ийолит-карбонатитовыми интрузиями центрального типа. Еще более поздними являются кимберлитовые тела [15, 39, 68, 98, 100]. Из четырех формационных типов лишь с ийолит-карбонатитовым и кимберлитовым связаны рудные формации. Рудоносные формации рассмотрены с использованием материалов Л. С. Егорова, при описании кимберлитов учтены данные Н. Н. Сарсадских и В. А. Благулькиной [15, 39, 247 и др.].

В состав ийолит-карбонатитовой формации входят последовательно формирующиеся породы ультраосновного,

щелочно-ультраосновного, щелочного и несиликатного состава: оливиниты, мелилитовые породы, пироксениты, мельтейгиты, ийолиты, щелочные и нефелиновые сиениты, фоскориты (апатит-магнетит-форстеритовые породы), карбонатиты (кальцитовые, доломитовые, анкеритовые), нельсониты (магнетит-апатитовые породы) и франколитовые брекчии (поздние пикриты и кимберлитоподобные породы). Они объединяются в многофазных дифференцированных интрузиях центрального типа. Наиболее часто в массивах сочетаются ийолиты и карбонатиты. Кроме магматических пород в составе центральных интрузий имеются метасоматиты: слюдиты, диопсидовые и нефелин-пироксеновые породы, адамеллитовые породы. Вмещающие гнейсы, песчаники, сланцы, базиты интенсивно фенитизированы. На Сибирской платформе известны три формации такого типа: эпипротозойская (инглийский или алданский комплексы), среднепалеозойская (зиминский и уджинский комплексы) и раннемезозойская (маймеча-котуйский комплекс).

Эпипротозойская формация включает два массива — Ингили и Арбарастах. В сложении их участвуют пироксениты, ийолиты, нефелиновые сиениты, фоскориты (Арбарастах) и карбонатиты. Оба массива расположены на пересечении широтных и меридиональных глубинных разломов, параллельных очертаниям юго-восточного сегмента платформы, в 120 и 220 км от ее краевого шва [72]. Массивы центрального типа среднепалеозойской формации (Нижне-Саянский, Верхне-Саянский, Большетагнинский и Жидойский) расположены, по данным А. Л. Додина, непосредственно в зоне Саянского разлома, отграничивающего на юге Сибирскую платформу от ее складчатого обрамления [337]. Площадь массивов от 2 до 18 км². Среди пород преобладают пироксениты, ийолиты, щелочные нефелиновые сиениты, кальцитовые и анкеритовые карбонатиты, встречаются мелилитовые породы, альбититы и микроклиниты. Представителями формации среднепалеозойского возраста (?) также являются внушительные по размерам (площадью более 100 км²) массивы Богдо и Томтор, расположенные в бассейне Уджи [169]. Изучены они слабо, так как $\frac{3}{4}$ их перекрыто юрско-меловыми и современными образованиями. Вскрытые части интрузий сложены трахитоидными нефелиновыми сиенитами во внешнем кольце и щелочными сиенитами и пегматоидными ювитами (Томтор), ювитами и метаморфизованными вмещающими породами — фенитами и мраморами (Богдо) — в ядрах. В связи с массивами Э. Н. Эрлихом выявлены крупные скопления апатит-магнетитовых руд. Южнее массива Томтор им же обнаружены анкериты, сопровождающиеся свинцово-цинковой, флюоритовой и другой минерализацией. Массивы богаты нефелином, который пригоден для алюминиевого сырья. Приурочены они к глубинным разломам субмеридионального простирания.

В мезозойской формации севера Сибирской платформы известно наибольшее число (более 20) массивов [39, 68, 98, 100, 169], среди которых огромный (более 500 км² в обнаженной части) Гу-

линский, Одихинча (56 км²), Маган (42 км²), Бор-Урях (17 км²), Кугда (16,5 км²), Ессей, Браас (по 6 км²), Немакит (4,5 км²), Романиха (4 км²), Чангит, Далбыха (по 1 км²) и др. Становление мезозойских массивов протекало в семь фаз, в результате проявления которых последовательно формировались: 1) оливиниты; 2) мелилитовые породы (ункомпагриты, турьяиты и др.); 3) якупирангиты (пироксениты), мельтейгиты и другие меланократовые щелочные породы; 4) ийолиты; 5) нефелиновые и щелочные сиениты; 6) карбонатиты (кальцитовые и доломитовые); 7) нельсониты и франколитовые брекчии [68, 100]. Только в Гулинской интрузии наблюдаются представители всех фаз. Все массивы центрального типа имеют изометричные или овальные очертания и субвертикальное падение. Характерно концентрически-зональное строение в связи с расположением последовательно сформировавшихся дифференциатов. Центральные участки могут быть самыми древними или самыми молодыми. Строение массивов часто мегабрекчиевое.

Наибольший интерес из рудных формаций представляют флогопитовая, выявленная в ассоциации с мезозойской маймеча-котуйской формацией (месторождения Гулинское, Одихинча, Маган), ряд апатитовых формаций в виде крупнейших месторождений нельсонитовых и эгирин-apatитовых руд (месторождения Ессей, Браас, Маган, Богдо, Томтор и др.), хризолитовая (месторождение ювелирного хризолита Кугда), нефелиновая, слагающая крупные части интрузий в Маймеча-Котуйском (Одихинча) и Уджинском (Богдо, Томтор) районах, титаномагнетитовая и хромовая минерализации, ассоциирующиеся с ультраосновными породами массивов неопротозойского (Кондёр) и мезозойского (Кугда) возраста. Некоторые массивы центрального типа с карбонатитами вмещают значительные скопления сульфидных свинцово-цинковых, молибденовых и других руд.

Основными рудоконтролирующими структурами формации являются субмеридиональные и субширотные глубинные разломы. Интрузии центрального типа располагаются цепочками на линиях субмеридиональных разломов в местах пересечений их субширотными [72, 98 и др.] не только в краевой зоне платформы, но и на удалении от нее до 350 км [100]. На севере платформы интрузии центрального типа тяготеют к Таймыро-Байкальской зоне разломов, разграничивающей блоки консолидированной коры с разным строением [243].

Кимберлитовая формация. Породы формации, слагающие диатремы и дайки, представлены обычно эруптивной брекчией, состоящей из обломков глубинных пород и минералов, обломков пород фундамента и чехла платформы. Количество обломков иногда достигает 80%. Связующая масса кимберлитов существенно оливниновая. Несмотря на сильную измененность, в ней наблюдаются реликты порфировой структуры. Фенокристаллы представлены измененным оливнином и флогопитом. Основная масса замещена серпентинитом, хлоритом, карбонатитом, флогопи-

том. По-видимому, первоначальный ее состав был оливин-пироксен-флогопитовый. Второстепенными минералами являются перовскит, магнетит, апатит, монтичеллит и др. Химический состав связующей массы кимберлитов изменяется в широких пределах. В. А. Благулькиной [15, 39] по составу связующей массы были выделены три петрохимических типа кимберлитов, из них крайние заметно различаются содержанием окислов железа, калия, алюминия и титана. Для первого петрохимического типа характерно наименьшее их среднее содержание: ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 7,34%; K_2O 0,36%; Al_2O_3 3,31%; TiO_2 1,36%), для третьего типа — наибольшее ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$ 11,00%; K_2O 1,27%; Al_2O_3 5,01%; TiO_2 3,13%). На Сибирской платформе выделяются среднепалеозойская, раннепалеозойская и позднемезозойская (?) формации кимберлитов.

Кимберлиты среднепалеозойского возраста относятся к первому петрохимическому типу и характеризуются большим количеством включений глубинных пород и минералов (кроме окинского типа) и содержат рудную формацию [39, 100]. Кимберлиты мезозойского возраста, расположенные на восточном склоне Анабарской антеклизы, относятся ко второму и третьему петрохимическим типам, обычно содержат небольшое количество включений глубинных ультраосновных пород и минералов и почти нерудоносны. Раннемезозойские кимберлиты сопровождаются дайками пикритовых порфиритов.

Тектоническая позиция кимберлитопоявления Якутии решается неоднозначно. В одном мнении сходятся все исследователи, что структурный контроль кимберлитов определяется глубинными сквозькоровыми разломами, но их главным направлением считается то северо-западное [169], то северо-восточное [39], а в последнее время появились данные об основном меридиональном их направлении [92]. Неоднозначно определяется и глубинная структура восточной части платформы, где широко развиты кимберлиты. По данным В. К. Пятницкого и И. М. Штутина [231], кимберлиты приурочены к блоку с мощной корой (около 40 км), а В. А. Милашев и В. И. Розенберг [168], а также К. А. Савинский и др. высказывают мнение о приуроченности кимберлитов к участкам коры с меньшей мощностью. По данным К. Б. Мокшанцева, В. В. Еловских и др. [283], пространственное размещение кимберлитовых полей на северо-востоке Сибирской платформы характеризуется в основном следующими закономерностями: 1) приуроченностью их к склонам рельефа фундамента, обладающим небольшой (2—3 км) мощностью чехла; 2) приуроченностью к склонам крупных пологих поднятий чехла и к флексурным перегибам, относящимся к среднепалеозойскому либо мезозойскому структурным планам; 3) положением на участках пересечения разновозрастных и разнотипных глубинных разломов. Наиболее важными являются разломы, ограничивающие приподнятые блоки земной коры с неглубоким залеганием поверхности Мохоровичича (около 30 км). Таким образом, для выявления структурных факторов,

благоприятных для решения вопроса о закономерностях распределения кимберлитов, необходимо учитывать их комплекс: мощность осадочного чехла, мощность консолидированной коры, рельеф поверхностей фундамента и Мохоровичича, характер теплового потока Земли [259], палеоструктуры среднепалеозойского яруса, с которым связывается образование металлоносных кимберлитовых диатрем.

Все кимберлиты, судя по геофизическим данным [231], располагаются в пределах линейной полосы впадин и поднятий в рельефе поверхности Мохоровичича, протягивающейся от юго-восточного Присаянья через всю платформу до Оленёкского и Анабарского поднятий. Все кимберлиты приурочены к периклинальным частям впадин, совпадающим с перепадами мощности коры. Характер теплового потока в районах распространения кимберлитовых трубок отличается аномально высокими градиентами. По данным А. А. Смылова, У. И. Моисеенко и Т. З. Чадович [259], полоса высоких градиентов интенсивного теплового потока шириной около 500 км прослеживается через всю платформу от Присаянья до низовьев р. Оленёк. Оболочечная (суммарная) структура чехла платформы территории распространения кимберлитов представляет собой протяженную положительную валообразную структуру пониженной мощности осадочного чехла, прослеживающуюся также через всю платформу от Восточного Саяна до верховьев р. Оленёк. По космическим аэрофотоснимкам в пределах Якутии В. Н. Брюхановым и др. [92] выявлены ранее неизвестные зоны скрытых сближенных разломов («коллинеарные зоны») субмеридионального простирания, видимо проникающие в мантию. Северо-восточные разломы, образовавшиеся при прогибании Виллюйско-Патомского авлакогена в среднем палеозое, проявились, вероятно, лишь в среднепалеозойском структурном ярусе чехла. При пересечении со скрытыми глубинными субмеридиональными разломами последние контролировали кимберлиты этого тектонического этапа [39, 148, 151]. Не исключено обнаружение и более древних, чем среднепалеозойские, кимберлитов; для этого уже имеются предпосылки.

Семейство формаций кор выветривания

Латеритная формация. Впервые выделил ее как разновидность платформенных бокситовых субформаций Л. Б. Рухин [239]. К. В. Боголепов назвал ее формацией каолинитово-латеритной коры выветривания. Сложена формация латеритами каолинит-железистого состава, реже латерит-бокситовыми, окрашенными в красный, оранжевый, иногда розовый цвет. Мощность — первые десятки метров. В профиле коры хорошо выражены три зоны: 1) поверхностная, сложенная плотной железистой коркой; 2) обогащения, с высоким содержанием алюминия; 3) разложения, с каолинитом, постепенно переходящая в неизменные материнские породы. Формация образуется в условиях жаркого переменного

влажного климата в результате химического выветривания пород, богатых алюмосиликатами. Выделяется она среди отложений верхнего мела.

Формация каолинитовых и бокситовых глин. Выделена Л. Б. Рухиным [239] под названием континентальной бокситовой субформации среди угленосно-бокситово-железистых формаций. Описана К. В. Боголеповым как бокситоносная формация. Формацию характеризуют продукты глубокого химического разложения — свободный глинозем и каолинит. Глинозем (боксит) образует линзовидные тела; каолинит содержится как в цементе осадков, так и в виде пластов каолинитовых глин. В парагенезе с ними встречается железо, которое цементирует боксит или каолинитовые глины или образует самостоятельные линзы. Формация залегает в эрозионных формах рельефа — депрессиях со стратиграфическим несогласием. Образует линейные тела, подчиненные конфигурации вмещающих впадин. Мощность их 50—150 м, реже до 250 м. Формацию слагают переслаивающиеся озерно-делювиальные, иногда аллювиальные, бокситовые, каолинитовые, галлузитовые глины, реже алевриты и пески, озерно-болотные углистые глины с редкими пропластками бурых углей. Нередко основание формации представляет собой остатки разрушенной коры выветривания. С формацией связаны проявления и месторождения бокситов (нередко железистых). Выделяется она среди отложений мезозоя (бахтинско-чадобецкая формация апта — верхнего мела) и нижнего палеогена (каменная формация).

Каолинитово-песчаную формацию [19, 315, 385] слагают глинистые каолинитовые или песчаные, преимущественно кварцевые отложения, присутствуют линзы конгломератов, алевриты, а в верхних частях мезозойских формаций — иногда углистые глины с пропластками угля. Состав формации зависит как от палеогеоморфологических условий, так и от состава подвергшегося выветриванию субстрата. В парагенезе встречаются лимонит, сидерит, пирит, устойчивые к выветриванию породы и минералы. Формация образовалась на заключительных стадиях развития этапов в результате переотложения кор химического выветривания. Накопление формации происходило на прибрежной аллювиальной равнине либо в мелких понижениях рельефа. Мощность осадков 10—60 м, редко более. С формацией связаны месторождения керамических и огнеупорных глин, бурых железняков, россыпи ильменита и других полезных компонентов. Выделяется формация среди отложений верхнего докембрия, палеозоя и мезозоя.

РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ

Учение о рудных формациях является особым направлением в металлогении, а выделение рудных формаций — важным этапом прогнозных работ [347, 350].

В последние годы большой вклад в развитие идей С. С. Смирнова и Ю. А. Билибина о рудных формациях внесли В. А. Кузне-

цов, И. Г. Магакьян, М. М. Константинов и А. Д. Щеглов, особенно для подвижных поясов и областей автономной активизаций. В то же время рудным формациям чехла древних платформ уделялось недостаточно внимания.

Развитие взглядов на понятие «рудная формация» подробно изложено А. Д. Щегловым [347]. Он отмечает, что в понятие «рудная формация» различные исследователи до сих пор вкладывают неодинаковый смысл, а это затрудняет идентификацию представлений о рудных формациях. Остановимся лишь на некоторых определениях рудной формации, близких используемому нами.

По мнению В. А. Кузнецова [115, 116, 350], определение понятия «рудная формация» должно опираться не только на особенности минерального состава месторождений, но и на геологические условия их образования. В. А. Кузнецов вслед за С. С. Смирновым под рудной формацией понимает группу месторождений со сходными по составу устойчивыми минеральными ассоциациями, образовавшимися в близких геологических условиях, т. е. принадлежащих к одному генетическому типу. Рудная формация рассматривается как основная единица генетической классификации рудных месторождений. Парагенезис родственных рудных формаций относится к категории более крупного масштаба — ряду рудных формаций. Ряды рудных формаций определяют металлогенический тип рудных районов и провинций.

По Р. М. Константинову [33, 89, 162, 350], рудная формация — это группа месторождений, характеризующаяся сходными по составу минеральными ассоциациями, повторяющимися в определенной последовательности на всех месторождениях данной формации и образовавшимися в близких геологических условиях независимо от времени их возникновения.

А. Д. Щеглов [347] под рудной формацией понимает естественное сообщество рудных образований, объединяемых между собой сходными парагенетическими ассоциациями главных рудных минералов и тектоно-магматическими условиями проявления, а также близкими условиями развития рудного процесса. Последнее добавление позволяет А. Д. Щеглову включать в одну формацию различные по генезису образования, возникающие в условиях проявления единого сложного процесса рудообразования. Близкие определения дают и другие исследователи.

Как следует из приведенных определений рудной формации, все их авторы учитывают ведущую минеральную ассоциацию, того или иного генетического типа месторождений и геологические условия их образования.

Для выявления связи рудных формаций между собой, разграничения их и правильной прогнозной оценки рудных районов используется метод изучения рядов рудных формаций

Р. М. Константинов [162] в ряд рудных формаций включает группу месторождений, объединенных каким-либо общим признаком (например, повышенным содержанием каких-либо полезных компонентов) и характеризующихся направленным изме-

нением минерального состава. Близкие по геологическому возрасту (почти одновременные) месторождения (ряды формаций) объединяются в горизонтальные ряды. Выделяются также вертикальные ряды, для которых переход одной формации в другую происходит при постепенном исчезновении одной и появлении другой минеральной ассоциации.

Выделение вертикальных рядов формаций на Сибирской платформе возможно при дальнейшем изучении рудных и главным образом гидротермальных или сходных с ними месторождений, особенно для магномагнетитовой, целестин-баритовой и свинцово-цинковой, цеолитово-медной, исландского шпата и других рудных формаций, для которых они уже намечаются [26, 161, 188, 317, 331]. При детализации в изучении сульфидной никелево-медной рудной формации могут быть выделены различные стадии рудоотложения в самостоятельные формации. Отчетливый вертикальный ряд слагают рудные формации, связанные с ийолит-карбонатитовой магматической формацией: платино-хромитовая, перовскит-титаномагнетитовая и хризолитовая; нефелиновая, флогопитовая, апатит-магнетитовая, редкометально-карбонатитовая и др. [4, 67, 68, 98, 245, 324].

Выделение рядов рудных формаций, по мнению И. Г. Магакьяна [136], имеет важное практическое значение, так как помогает выявлять еще не открытые составляющие того или иного ряда рудных формаций в конкретных регионах (табл. 1).

Кроме горизонтальных и вертикальных рядов рудных формаций выделяются серии и группы рудных формаций [177, 289, 290]. На Сибирской платформе серия рудных формаций охватывает все рудные формации одного тектонического этапа, как экзогенные, так и эндогенные. К группе рудных формаций относятся все рудные формации одной стадии развития этапа (см. табл. 1) — трансгрессивной, регрессивной или эмерсивной [140].

Нами под рудной формацией как эндогенного, так и экзогенного генезиса также понимается группа месторождений с однотипными, устойчивыми по составу минеральными ассоциациями, образовавшимися в близких геолого-структурных условиях.

На Сибирской платформе могут быть выделены следующие рудные формации, представленные промышленными месторождениями или имеющие перспективы их обнаружения: сульфидная никелево-медная (пентландит-халькопирит-пирротиновая), магнетитовая или магномагнетитовая, исландского шпата, цеолитово-медная, барит-целестиновая, графитовая (табл. 2), апатит-магнетитовая, нефелиновая, перовскит-титаномагнетитовая, флогопитовая, хризолитовая, металлоносных кимберлитов, медистых песчаников и сланцев, свинцово-цинковая в карбонатных породах, ракушняковых и желваковых фосфоритов, бокситов, лимонит-гематитовая, марганцевая, бурожеlezняковая, галититовая, каменноугольная, буроугольная, горючих сланцев. Выделенная Г. И. Кавардиным [95] колчедано-полиметаллическая формация может быть инте-

Таблица 1

Распределение рудных формаций Сибирской платформы во времени (ряды рудных формаций)

Тектонические (металлогенические) подразделения				Рудная формация	Рудная минерализация
Цикл	Этап	Подэтап	Стадия		
Альпийский	Кайнозойский 70—0 млн. лет		Эмерсивная Регрессивная Трангрессивная	Бокситовая Буроугольная Металлоносных песков	
	Средне-позднемезо- зойский 180—70 млн. лет		Эмерсивная Регрессивная Трангрессивная	Бокситовая Буроугольная Металлоносных песчаников и конгломератов	Кимберлитовая Фосфоритовая
Верхоянский	Позднепалеозойско- раннемезозойский 200—180 млн. лет	Раннемезозой- ский	Эмерсивная	Сульфидная никелево-медная, магномангнетитовая, исланд- ского шпата, барит-целестино- вая, цеолитово-медная, перов- скит-титаномагнетитовая, хри- золитовая, флогопитовая, не- фелиновая, графитовая, маг- нетит-апатитовая	Свинцово-цинковая (по- лиметаллическая), кол- чеданная (халькопирит- пирротиновая) с пент- ландитом, магнетит-ти- таномангнетитовая, флю- оритовая, кимберлито- вая
		Позднепалеозой- ский	Регрессивная Инундационная Трангрессивная	Бурожелезняковая, каменно- угольная, буроугольная Металлоносных песчаников и конгломератов	Сидеритовая
Герцинский	Среднепалеозойский 400—200 млн. лет	Девонский	Эмерсивная Регрессивная Трангрессивная	Кимберлитов, магнетитовая Галититовая	Свинцово-цинковая, сульфидная никелево- медная Марганцевая, гематит- лимонитовая, фосфори- товая
		Среднеордовик- ско-нижнедевон- ский	Регрессивная Инундационная Трангрессивная	Гематит-лимонитовая, фосфо- ритовая	Галитовая Свинцово-цинковая в карбонатных породах
Каледонский	Вендско-раннепалео- зойский 600—400 млн. лет	Среднекембрий- ско-раннеордо- викский	Эмерсивная Регрессивная	Медистых песчаников и сланцев Свинцово-цинковая в карбо- натных породах	
		Вендско-средне- кембрийский	Регрессивная Инундационная Трангрессивная	Галититовая Свинцово-цинковая в карбо- натных породах Фосфоритовая	
Байкальский	Элипротозойский 1000—600 млн. лет		Эмерсивная Регрессивная Инундационная	Флогопитовая Медистых песчаников и слан- цев	Сульфидная медно-ни- келевая
	Неопротозойский 1600—1000 млн. лет		Эмерсивная Инундационная Трангрессивная	Бокситовая Фосфоритовая, гематит-лимо- нитовая	Кимберлитовая (?) Марганцевая
Карельский	Мезопротозойский 2500—1600 млн. лет		Эмерсивная Регрессивная	Медистых песчаников и слан- цев	
	Палеопротозойский 2500—2000 млн. лет		Инундационная Трангрессивная	Металлоносных конгломератов	

Таблица 2

Некоторые особенности эндогенных и метаморфогенных рудных формаций

Особенности рудных формаций	Рудная		
	Сульфидная никелево-медная (пентландит-халькопирит-пирротинная)	Магнетитовая и магномагнетитовая	Исландского шпата
Характерная ассоциация рудных минералов	Пентландит, халькопирит, пирротин, магнетит	Магномагнетит, магнетит, маггемит, гематит, сульфиды	Кальцит, исландский шпат, цеолиты, халцедон, анальцим, апофиллит
Сопутствующие минералы (рудные и нерудные)	Кубанит, талнахит, миллерит, пирит, борнит, халькозин, реже другие (всего 60 минералов)	Клинохлор, серпентин, кальцит, гранат, эпидот, пироксен и др.	Сульфиды (пирит, халькопирит), изредка магнетит, гранат
Морфология рудных тел	Жильные и залежные массивные тела, прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды	Пластообразные, чашеобразные, воронкообразные, конические, трубообразные, седловидные, жильные и штокверковые рудные тела массивных и вкрапленных руд	Гнездовая, жильная, жеодовая морфологические разновидности руд
Типоморфные металлы (минералы)	Cu, Ni, Co	Fe	Исландский шпат, кальцит (CaCO ₃)
Сопутствующие металлы (минералы)	Fe, Pb, Zn	Mg, Pb, Zn	Fe, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba и др.
Главный генетический тип месторождений	Ликвационно-магматический	Высокотемпературный гидротермальный	Низкотемпературный гидротермальный, возможно инфильтрационный

формация			
Цеолитово-медная	Барит-целестиновая	Свинцово-цинковая	Графитовая
Самородная медь, лимонит, цеолит, кальцит, кварц	Целестин, целестино-барит, барит, гидрогётит, гётит, лимонит, анкерит, гематит	Галенит, пирит, сфалерит, халькопирит	Графит
Пренит, гидроокислы железа (гётит, гидрогематит, лепидокрокит, гематит, халькозин, ковеллин и др.)	Анальцим, гейландит, хлорит, монтмориллонит, ангидрит, гипс, карбонаты, сульфиды, магнетит, рутил, кварц и др.	Халькозин, бравонит, кальцит, доломит, барит, гидрогётит, гётит, гидрогематит, церуссит, англезит и др.	Уголь
Тонкие прожилки и вкрапленность, гнездовые скопления в брекчированных карбонатных породах, в карбонатизированных туфах, реже в базальтах	Массивные целестиновые жилы (до 97% целестина), полосчатые гётит-целестиновые жилы (целестина до 50%) и целестин-гётитовые жилы (целестина до 20%)	Прожилки, гнезда и вкрапленность в карбонатных породах ордовика, силура, туфах триаса, в дайках долеритов, в измененных и брекчированных породах	Столбчатые, слоистые, брекчиевидные, „свинцовые“ (плотные) руды. Образовались за счет углей разной структуры
Cu, цеолит	Sr, Ba	Pb, Zn	C
Fe (в виде сульфидов и окислов)	Fe, Cu, Pb, Zn, CaCO ₃	Cu, Fe, Ba, Sr	—
Низкотемпературный „гидротермальный“, возможно руды переложены из более низких горизонтов чехла платформы	Руды образуются при взаимодействии низкотемпературных сульфидных подземных вод со стронцийсодержащими палеозойскими породами	Инфильтрационный	Метаморфогенный

Особенности рудных формаций	Рудная		
	Сульфидная никелево-медная (пентландит-халькопирит-пирротиновая)	Магнетитовая и магномагнетитовая	Исландского шпата
Связь рудной формации с геологическими формациями	Генетически и пространственно связана с оливинит-габбровой формацией (интрузии талнахско-норильского типа)	Прямая связь отсутствует; приурочена к тем же структурам, что и формация долеритов (экранирование)	Прямая связь отсутствует, наблюдается пространственное наложение рудной формации на эффузивы толеит-базальтовой и интрузии долеритовой формации, являвшиеся экраном
Особенности проявления рудной формации в пространстве	Приурочена к ультраосновным дифференциатам расслоенных интрузий, к подстилающим их осадочным породам	Рудные объекты локализуются в полях тектонически ослабленных пород — от слабо кливажированных до брекчированных	Рудные тела приурочены к нижним горизонтам лавовой толщи, к шаровым лавам и мандельштейнам, к зонам брекчирования в туфах и интрузиях долеритов
Характерная приуроченность формации к тектоническим элементам	Долгоживущие глубинные разломы на стыке основных структур земной коры, ограничивающих платформы, и оперяющие их разломы, пересекающие пликативные структуры (мульды, впадины) чехла	Долгоживущие региональные тектонически ослабленные зоны фундамента, разломы чехла и их пересечения в пределах крыльев положительных структур второго и третьего порядков	Региональные разломы вдоль бортов крупных (первого и второго порядков) погруженных структур чехла платформы, зоны брекчирования вдоль отрицательных палеоструктур третьего порядка
Литостратиграфический контроль	Компетентные и слаболитифицированные отложения девона — верхней перми	Для рудоотложения благоприятны карбонатные и терригенно-карбонатные породы кембрия и ордовика, менее благоприятны туфогенные породы нижнего триаса	Обычно располагаются в туфах и в нижней части лавовой толщи триаса

формация			
Цеолитово-медная	Барит-целестиновая	Свинцово-цинковая	Графитовая
Прямая связь отсутствует, наблюдается пространственное наложение рудной формации на эффузивы и туфы толеит-базальтовой формации, являвшиеся экраном	Вынос стронция из палеозойских отложений, экранирование рудоотложения эффузивами триаса	Вынос свинца и цинка из палеозойских отложений, переотложение погребенными растворами, подогретыми теплом базальтовой магмы	Образуется под воздействием тепла и летучих интрузий ультраосновного — основного и основного состава
Руды приурочены к ослабленным зонам туфолаковой толщи	Жилы и вкрапленность целестины в тектонически ослабленных зонах	Прожилковое, прожилково-вкрапленное и вкрапленное осадочное в ослабленных зонах	Большая (до 1500 м) мощность перекрывающих пород, мощная пластовая интрузия, подстилающая уголь, маломощная прокладка между углем и метаморфизирующей интрузией
Тяготеет к зоне разлома в зоне сочленения двух мульд в чехле	К субширотной и диагональной системе сближенных разломов чехла	К разломам чехла вдоль крыльев структур второго порядка	К крыльям положительных структур второго порядка
В горизонтах брекчированных карбонатных пород, карбонатизированных туфов, реже в базальтах триаса	В туфогенных и туфогенно-осадочных породах триаса под экраном базальтовой толщи	В отложениях кембрия, ордовика и триаса	В угленосных отложениях перми

Особенности рудных формаций	Рудная		
	Сульфидная никелево-медная (пентландит-халькопирит-пирротиновая)	Магнетитовая и магномагнетитовая	Исландского шпата
Геофизические данные о строении земной коры (мощность, положение поверхности Мохоровичича)	Мощный осадочный чехол, слабо развитый сиалический слой, уменьшенная мощность коры (20—25 км), впадины в рельефе фундамента, поднятия в рельефе Мохоровичича	Осадочный чехол средней мощности, участки утонения коры (30 км), перепады мощности коры	Участки утонения (до 25—30 км) коры, впадины в рельефе фундамента, поднятия в рельефе Мохоровичича
Источник рудного вещества	Ювенильный мантийный	Ювенильный мантийный (возможно, частично сиалическая кора)	Полигенные растворы, источник рудного вещества неясен (возможно палеозойские осадочные породы чехла)
Примеры месторождений	Норильское, Черногогорское и др.	Коршуновское, Рудногорское, Нюренинское, Краснояровское, Сурингдаконское, Оллоноконское и др.	Центральной части Тунгусской синеклизы

ресна значительным содержанием в ней кобальта — на два порядка выше кларкового. В этом отношении она должна быть тщательно изучена.

Сульфидная никелево-медная формация

Сульфидная никелево-медная (пентландит-халькопирит-пирротиновая) формация изучалась многими исследователями [46, 47, 48, 80, 81, 95, 135, 163, 212, 213, 234, 272, 274, 286, 301, 302, 305 и др.]. Характерными особенностями формации являются устойчивая парагенетическая ассоциация минералов (пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит) и ее тесная пространственная и генетическая связь с интрузиями ультраосновных — основных пород.

Месторождения этой формации, известные на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район), пространственно и генетически связаны с оливинит-габбровой интрузивной формацией и характеризуются следующими основными чертами:

формация			
Цеолитово-медная	Барит-целестиновая	Свинцово-цинковая	Графитовая
Мощный осадочный чехол, перепады мощности коры от 35 до 40 км	Осадочный чехол средней мощности, мощность коры 30 км, перепады мощности коры	Осадочный чехол средней и малой мощности, увеличена мощность земной коры	Осадочный чехол повышенной мощности, перепады мощности коры, сокращенная мощность коры
Коровый, растворы полигенные	Коровый, растворы полигенные	Коровый — граниты фундамента (сиалического слоя)	Пласты угля
Арылахское, проявление плато Пупорана	Илимпейского района	Рудопроявления рек Тычаны, Корды, бассейна Подкаменной и Нижней Тунгуски	Ногинское

1. Широким развитием сингенетических пентландит-халькопирит-пирротиновых вкрапленных руд, образующих концентрации в нижних частях дифференцированных интрузий (рис. 5), сложенных плагиоклазовыми оливинитами и перидотитами, габбро-верлитами, габбро-норитами («пикритами»), троктолитовыми и такситовыми габбро. Мощность пластовых залежей руд этого типа до десятков метров.

2. Постоянным присутствием жильных и залежных пентландит-халькопирит-пирротиновых, пентландит-кубанит-халькопиритовых и другого состава массивных руд, приуроченных к низам интрузивов, к их контакту с подстилающими (реже перекрывающими) породами или к подстилающим породам вблизи интрузивов.

3. Наличием вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд в экзоконтактах рудоносных интрузий (чаще в подошве) пирротинового, халькопиритового, борнитового, валлеритового, миллеритового, реже пиритового состава мощностью до нескольких десятков метров.

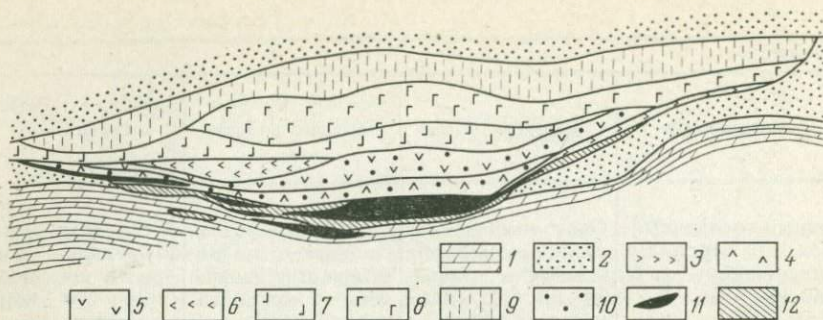


Рис. 5. Строение рудоносной интрузии. Северо-запад Сибирской платформы.

1 — ангидрит-карбонатно-мергелистые породы девона; 2 — каменноугольно-пермские углисто-глинисто-песчаные образования; 3 — зона закала рудоносной интрузии; 4 — меланократовые троктолиты, габбро-троктолиты, габбро-нориты («такситы»); 5 — плагиоклазовые оливиниты и перидотиты, габбро-верлиты («пикриты»); 6 — оливин-биотитовое габбро; 7 — оливиновое габбро; 8 — безоливиновое габбро; 9 — габбро и габбро-пегматиты; 10 — вкрапленные сульфидные руды в интрузии; 11 — сплошные сульфидные руды; 12 — прожилково-вкрапленные руды в подстилающих породах

4. Отчетливой горизонтальной и вертикальной зональностью залежей массивных сульфидных руд. Более железистые рудные залежи, по данным Г. А. Митенкова, располагаются за пределами интрузива, более медистые — в интрузивных породах. Контуры тел максимальных концентраций никеля и кобальта приурочены к осевым частям интрузий, меди — к периферическим их частям. Зональность жил и залежей обусловлена сменой от центра к периферии пентландит-пирротиновых руд пентландит-халькопирит (кубанит)-пирротиновыми, далее пентландит-кубанит-халькопиритовыми и пентландит-халькопиритовыми. Внешняя оторочка сложена рудами миллерит-борнит-халькопиритового и миллерит-пиритового состава. Сульфидами меди обогащены также фронтальные части месторождений.

5. Отчетливо проявленной вертикальной зональностью вкрапленных и прожилково-вкрапленных экзоконтактовых руд, выразившейся в расположении существенно пирротиновых руд ближе к материнской интрузии, по мере удаления от нее сменяющихся халькопиритовым, затем пиритовым оруденением.

6. Присутствием миллеритовых руд в верхнем экзоконтакте интрузии и на флангах жильных тел (миллерит-пирит-халькопиритовые, миллерит-борнит-халькопиритовые руды).

7. Наличием тяжелых металлов преимущественно во фронтальных зонах месторождений и периферических частях залежей среди богатых сульфидами меди разновидностей руд.

8. Широким развитием структур распада твердых растворов в рудах [46, 47, 301, 302].

9. Слабым проявлением метаморфогенного типа оруденения, метасоматических и перекристаллизованных руд, связанных лишь с зонами нарушения в интрузивах и вблизи последних.

10. Преобладанием меди над никелем в месторождениях в целом. Отношение никеля к меди в различных типах руд широко варьирует — от 1 : 1 до 1 : 15, в среднем равно 1 : 2.

Основными факторами контроля сульфидной никелево-медной формации являются структурный и магматический. Важен также литолого-стратиграфический фактор и ряд критериев (петрохимические, геохимические, минералогические, геофизические и геоморфологические).

Структурный фактор контроля никелево-медной формации определяется благоприятным сочетанием структурных элементов планетарного, глубинного и регионального (структурно-формационного) уровней.

Планетарные структуры ограничивают крупные блоки земной коры, определяющие контуры металлогенических провинций. Это скрытые долгоживущие, периодически активизирующиеся зоны повышенной проницаемости, иногда совпадающие в пространстве с континентальными палеорифтами, обладающими высокой эндогенной активностью, а также служащие барьерами тектонического, формационного, геохимического и металлогенического планов. Такими зонами, оконтуривающими с запада, севера и востока Восточно-Сибирскую никеленосную провинцию, являются Приенисейская, Енисейско-Котуйская и Таймыро-Байкальская.

К благоприятным структурным элементам глубинного уровня относятся следующие. Первый элемент — перепады мощностей консолидированной коры, характерные для многих никеленосных провинций мира, в том числе Канадской, Карело-Кольской и др. Как следует из анализа карт рельефов поверхностей фундамента и Мохоровичича, составленных В. К. Пятницким и И. М. Штутиным [231] на основе последних данных ГСЗ и МОВЗ (см. рис. 1, 2), на Сибирской платформе наиболее резкие перепады мощностей консолидированной коры прослеживаются в пределах Норильско-Хараелахской и Имангдинской площадей, где известны сульфидные никелево-медные месторождения, а также в ряде других районов, в том числе Северореченском, Сухотунгусском, Маймеча-Котуйском и др. Сходство в строении коры этих территорий может свидетельствовать о близости их металлогенических особенностей.

Второй элемент — часто скрытые, выявляющиеся лишь в геофизических полях зоны долгоживущих глубинных сквозькоровых разломов вдоль сочленения архейских консолидированных блоков фундамента и более молодых образований, представлявших собой в карельское и (или) байкальское время геосинклиналиные трогги либо внутриконтинентальные рифты. Последние, а также зарождавшиеся над ними позже авлакогены отражают явления подвижных отношений между корой и начинающим тогда формироваться чехлом платформы. К зонам сочленения континентальных рифтов и архейских консолидированных блоков приурочены сульфидные никелево-медные рудные формации как подвижных поясов, так и платформ, располагаясь в чехле над аналогичными сочленениями фундамента. Зоны сочленения разновозрастных блоков фунда-

мента наиболее благоприятны для образования разломов, служивших проводниками рудоносных магм и различных флюидов.

Третий элемент — аномально мощный чехол платформы — до 8—12 км, что фиксируется глубокими впадинами в рельефе фундамента. Такая мощность чехла, возможно, является следствием изостатической компенсации, характерной для участков растяжения консолидированной коры.

Четвертый элемент — повышенная подвижность отдельных участков платформ. В частности, на северо-западе Сибирской платформы повышенная подвижность подчеркивается формированием древних континентальных рифтов в карельское время, авлакогенов и перикратонных структурно-формационных зон байкальского времени и приорогенных прогибов позднего рифея, сопровождавшихся расколами вдоль поднимавшихся байкалид, повторным развитием перикратонных опусканий в течение вендско-раннепалеозойского этапа [140], а также развитием в течение среднего палеозоя линейных высококонтрастных конседиментационных структур, сопровождавшихся образованием разломов вдоль бортов [272].

Региональные структуры определяются границами структурно-формационных зон. Внутри этих зон в эпоху образования месторождений последние контролируются участками проницаемости вдоль бортов и крыльев высококонтрастных структур и особенно периклиналильных или центриклиналильных замыканий отрицательных структур типа мульд и впадин в местах их пересечения крупными разломами (рис. 6), нередко оперяющими или пересекающими еще более крупные долгоживущие сквозькоровые глубинные разломы (см. рис. 3); месторождения контролируются также межформационными субгоризонтальными сдвигами и швами, приразломными зонами проседания — грабенами и другими структурами более высоких порядков, являющимися ловушками для интрузий и руд.

В пределах северо-запада и севера Сибирской платформы Тунгусский хатакратон осложнился глубокими пермо-триасовыми впадинами и мульдами (рис. 7). Унаследованные опускания в позднепалеозойско-раннемезозойском этапе привели к мощным проявлениям вулканизма, происходили массовые излияния толеитовых базальтов, а также поступали отдельные порции ультраосновных магматических продуктов. Поступления последних связаны, видимо, с кульминационными моментами растяжения земной коры, обусловленными изменением термодинамического режима в ее основании. Возрастание температур, вероятно, способствовало выплавлению более тугоплавких магм (с тяжелыми металлами), родоначальных для ультраосновных — основных никеленосных интрузий и связанных с ними никелево-медных руд [129].

Одним из важных структурных элементов являются глубинные разломы, образовавшиеся на Сибирской платформе в связи с прогибанием в раннем мезозое Тунгусского хатакрата и особенно осложняющих его высококонтрастных впадин и мульд. Возобновление движений вдоль разновозрастных блоков фундамента и

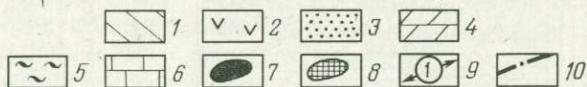


Рис. 6. Геолого-структурная схема северо-запада Сибирской платформы. 1 — юрско-меловые отложения Западно-Сибирской молодой платформы; 2 — нижнетриасовые вулканогенные образования; 3 — каменноугольно-пермские углисто-глинисто-песчаные породы; 4 — девонские ангидрит-карбонатно-мергелистые отложения; 5 — силурийско-ордовикские карбонатные и карбонатно-глинистые образования; 6 — кембрийские карбонатные и терригенно-карбонатные породы; 7 — рудоносные интрузии оливинит-габровой формации (норильский тип); 8 — интрузии долеритов толеитового состава; 9 — оси поднятий (1 — Хантайско-Рыбинского, 2 — Дудинского); 10 — зоны разломов (1 — Боганидская, 2 — Фокинско-Тангаралахская, 3 — Норильско-Хараелахская, 4 — Ламско-Летнинская). Структуры позднепалеозойского — раннемезозойского возраста (I — Норильская, II — Вологодчанская, III — Хараелахская мульды, IV — Сьверминская впадина)

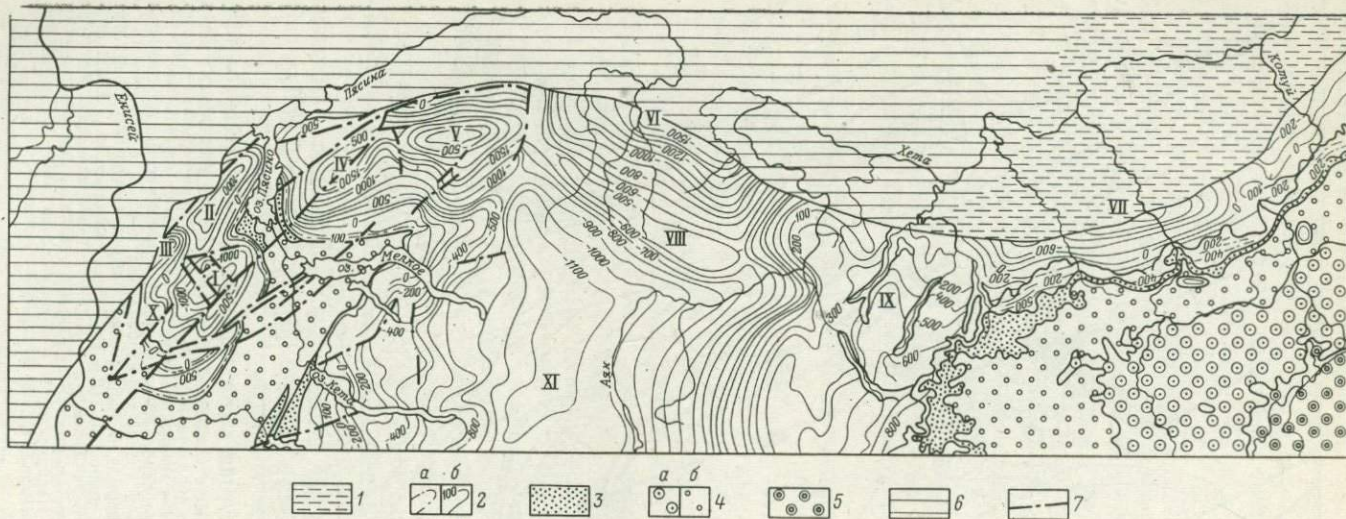


Рис. 7. Тектоническая схема северо-запада Сибирской платформы.

Структурные ярусы и подъярусы чехла Сибирской платформы: 1 — средне-верхнемезозойский (J—Cr); 2 — верхнепалеозойско-нижнемезозойский (C₂—T) (а — стратозигипсы по подошве угленосной толщи нижнего подъяруса, C₂—P; нулевая стратозигипса подъярусов отвечает уровню моря, б — стратозигипсы по подошве туфоловой толщи верхнего подъяруса, P₂—T); 3 — среднепалеозойский; 4 — вендско-нижнепалеозойский с подъярусами (а — вендско-среднекембрийским, б — среднекембрийско-нижнеордовикским); 5 — нео-

и эпипротозойский. 6 — Западно-Сибирская молодая платформа; 7 — разломы.

Структуры: I — Норильская мульда, II — Вологодчанская мульда, III — Дудинский вал, IV — Хараелахская мульда, V — Иконская мульда, VI — Большеавамская мульда, VII — Боярско-Дельканская мульда, VIII — Аяно-Амбардахский вал, IX — Боярский вал, X — Фокинский купол, XI — Дюпкунская впадина

градиентных ступеней консолидированной коры в триасе привело к ревивации долгоживущих глубинных разломов, которые достигли верхней мантии, а возможно, и более глубоких геосфер.

Весь комплекс перечисленных структурных элементов наиболее полно сочетается в пределах Предтаймырской и Нижнеенисейской структурно-формационных зон северо-запада Сибирской платформы. Здесь устанавливаются: резкие перепады мощности консолидированной коры субокеанического и гранулит-базитового типов [243]; зоны сочленения архейских глыб и геосинклинальных трогов (континентальных рифтов), позже переродившихся в авлакогены; мощный чехол платформы, фиксирующий впадинами в рельефе фундамента; унаследованность интенсивных опусканий до эпохи формирования никеленосной провинции; образование высококонтрастных впадин и мульд, синхронных последней; образование долгоживущих глубинных разломов, достигавших мантии в результате интенсивных прогибаний и растяжения земной коры в триасе.

Сульфидная никелево-медная рудная формация может образоваться на участках платформы, тяготеющих к разломам, возникшим в результате значительных растяжений земной коры вследствие достижения ими подкорового субстрата, а также на участках, где наблюдается отклонение от общего направленного процесса формирования литосферы, вплоть до океанизации континентальной коры.

Не исключена возможность, что в западной части Сибирской платформы крупнейший Приенисейский разлом, изученный весьма слабо, является линией соприкосновения двух литосферных плит (Западно-Сибирской и Восточно-Сибирской), в результате взаимодействия которых образуются, как показал Д. И. Мусатов, деформации их краевых частей и смятие лежащих на них осадочных пород. Повышенная подвижность линии соприкосновения литосферных плит андийского типа обуславливает периодическую магмаактивность мантии и вынос в верхние части земной коры глубинных продуктов, каковыми являются сульфидные никелево-медные руды.

Магматический критерий прогноза сульфидных никелево-медных руд определен тесной связью последних с оливинит-габбровой формацией (описана в разделе «Рудоносные формации»).

Кроме тектонического и магматического факторов для выявления закономерностей размещения важен и литолого-стратиграфический фактор, определяющийся наличием компетентных или слаболитифицированных отложений, в которые наиболее легко проникает магма, а также наличием экранирующих толщ (базальтовые лавы, известняки), благодаря плотности которых выше она не распространяется и в ней удерживаются летучие компоненты, способствующие концентрации руд. Наиболее благоприятным уровнем для внедрения интрузий и образования месторождений являются отложения эвапоритовой формации среднего и верхнего девона и слаболитифицированные континентальные породы верхнего

палеозоя под плотным экраном раннетриасовой лавовой толщи [306]. По данным В. А. Гриненко и Л. Н. Гриненко [53], металлогеническое значение приобретает факт широкого распространения сульфатов, прорванных различными интрузиями. Однако присутствие тяжелого изотопа серы не всегда можно объяснить ассимиляцией из вмещающих пород. Одинаковый изотопный состав серы в месторождениях Норильского и Курейского районов и их повсеместное обогащение тяжелым изотопом S^{34} , казалось бы, должны были быть обусловлены как в том, так и в другом районе наличием сульфатов в разрезе осадочных пород. Однако последние широко развиты лишь в пределах Норильского района и практически отсутствуют в Курейском. В то же время анализы изотопного состава серы [120] показали, что сера рудоносной интрузии горы Зуб, расположенной в пределах Норильского района (где развиты сульфаты) в девонских породах, которые она ассимилировала [46], имеет состав, близкий к составу метеоритов (S^{34} 2,0—4,1%). Эти факты противоречат мнению об обогащении сульфидных никелево-медных месторождений тяжелым изотопом серы в процессе ассимиляции осадочных сульфатных пород.

При региональном прогнозировании сульфидных никелево-медных месторождений необходимо учитывать и геофизические критерии, отражающие особенности физического поля (гравитационного, магнитного, электрического, теплового и др.), которые могут указывать на перспективность определенных площадей. Геофизические критерии изложены нами на основе материалов Т. Н. Сироткиной. Сопоставление региональных физических полей с размещением никелево-медных месторождений показало, что последние закономерно приурочены: 1) к периферическим частям региональных максимумов силы тяжести; 2) к краевым частям региональных положительных магнитных аномалий изометрической формы в интервале значений от нуля до +150—200 гамм; 3) к областям знакопеременного резко изменчивого магнитного поля.

Дифференцированные интрузии, с которыми связано сульфидное никелево-медное оруденение, в локальных геофизических полях рисуются положительными гравитационными аномалиями, ориентированными вкrest господствующему простиранию пород, положительными магнитными (+500+2000 гамм) аномалиями, в общих чертах совпадающими с гравитационными аномалиями высокого электрического сопротивления ($\rho=1000-5000$ Ом·м) на графиках ВЭЗ, аномалиями вызванной поляризации (коэффициент поляризации $pk \geq 4-15\%$), наличием горизонтов с аномально высокой скоростью распространения упругих волн ($V \geq 6000$ м/с).

Взятые в отдельности эти показатели могут быть обусловлены и другими причинами, но в совокупности они свидетельствуют о наличии рудоносных интрузий.

Целесообразно использовать также специальные структурно-геоморфологические приемы, позволяющие устанавливать концентрические проекции ослабленных зон на поверхность литосферы

(структуры центрального типа). С элементами этих структур В. В. Соловьевым установлено высокое совпадение участков концентрации рудопроявлений. Отмечается наибольшая концентрация последних на участках интерференции разнопорядковых структур.

Анализ структурных и формационных закономерностей позволяет рекомендовать изложенные критерии для поисков никелево-медных месторождений [135]. Такие закономерности, как приуроченность к аномальным участкам коры, перепадам ее мощности, к троговым зонам (палеорифтам) фундамента древних платформ, ревивирующим зонам глубинных разломов на участках длительных опусканий земной коры, дают основу для выделения металлогенических зон и районов. При поисках месторождений большую роль играют также локальные закономерности, такие как приуроченность к рудоконтролирующим структурам, характерным для данного района (бортам впадин и мульд), связь с интрузиями определенной петро- и геохимической специализации, а также литолого-стратиграфический фактор, характер процессов метаморфизма, особенности геофизических полей, наличие структур центрального типа, наличие геохимических аномалий и др. [135].

Сульфидная никелево-медная рудная формация связана с заключительными стадиями тектонических этапов развития платформы. Известны две металлогенические эпохи ее проявления. Древняя эпоха относится к позднерифейскому этапу развития. Сульфидное никелево-медное оруденение формировалось в связи с дунит-троктолитовыми интрузиями [79, 348] и контролируется субширотными разломами, параллельными северному борту Алданского щита (бассейны Ольдоя и Зеи). Вторая эпоха приурочена к позднепалеозойско-раннемезозойскому этапу. Проявилась формация на северо-западе Сибирской платформы. К ней относятся Норильское, Черногорское, Горозубовское, Имандинское и другие месторождения, связанные с оливинит-габбровой формацией. За пределами Сибирской платформы такого типа рудная формация этой же эпохи известна в пределах Южно-Африканской платформы (месторождение Инсизва и др.).

Магномагнетитовая (магнетитовая) формация

Формация изучалась С. С. Смирновым [258], В. Е. Захаровым, Н. В. Павловым [203], Г. И. Антиповым, М. А. Иващенко и др. [3], М. К. Косыгиным и др. [287], Л. Г. Страховым [277, 278], М. М. Одинцовым и В. Г. Домышевым [188], Н. Г. Ключанским и В. Б. Ковалевичем [104], Л. П. Тигуновым и др. [181, 299], В. В. Богацким [17], В. П. Филоненко и др. [238, 317], Б. П. Чесноковым [331], В. А. Вахрушевым [26], Г. С. Момджи, А. Я. Архипенковой и др. [218], И. В. Британом [193] и многими другими.

В результате геологоразведочных работ 1967—1977 гг. получены новые данные о структурных особенностях месторождений Ангаро-Катангской области, морфологии рудных тел, вещественном составе, локализации в пространстве и времени, противоречащие

известным концепциям происхождения этих месторождений. До последнего времени считалось, что все магнетитовые месторождения юга Сибирской платформы относятся к так называемому ангаро-илимскому типу; к этому же типу относились месторождения западной части Сибирской платформы [169], Илимпейского района и других территорий. Однако новые данные свидетельствуют, видимо, о генетической неоднородности магнетитовых месторождений Сибирской платформы. Это, в частности, относится к их составу [26, 331], локализации в пространстве [26, 104] и генезису [17, 26, 104, 188, 218, 278]. Характерной особенностью рудной формации до сих пор считается наличие скоплений магнетита с повышенной магнезиальностью (до 6,0—13,5% MgO), отсюда и название формации магномагнетитовая, или магнезиоферритовая.

Главным минералом является магномагнетит, реже встречаются магнетит, маггемит, гематит, еще реже сульфиды (в глубоких горизонтах). Из нерудных постоянно присутствуют хлорит, серпентин, кальцит, гранат, эпидот, пироксен, актинолит и др. В. А. Вахрушев и А. Е. Воронцов выразили сомнение в наличии магномагнетитов на Коршуновском, Красноярском, Рудногорском, Нерюндинском месторождениях. В сделанных ими рентгено-спектральных количественных анализах 11 образцов магнетитов из этих месторождений содержание MgO не превышает 1,5%. Повышенные содержания MgO в ранее анализировавшихся образцах магнетита, по их данным, были связаны не с изоморфным вхождением магния в решетку последнего, а с неоднородностью анализируемого материала. Повышенные содержания SiO₂, CaO и Al₂O₃ (в приводимых в литературе анализах) вряд ли являются изоморфной примесью магнетита. Размеры включений силикатов (серпентина, хлорита, шпинели и др.) часто находятся в пределах нескольких микрометров, и при обычных методах разделения это служит непреодолимым препятствием для получения мономинеральных фракций. В связи с такими важными данными необходимо обращать внимание на тщательное выделение магнетита, а представление о высокой магнезиальности магнетита в месторождениях юга Сибирской платформы должно быть, видимо, пересмотрено.

В настоящее время намечаются две группы месторождений с более низким содержанием магнезиоферрита в магнетите (юг Сибирской платформы) и с повышенным содержанием магнезиоферрита (районы рек Подкаменной и Нижней Тунгусок). Возможно при более тщательных исследованиях будут выделены две рудные формации. В. Г. Котельниковой для месторождений и рудопроявлений Среднеангарского рудного района на основании 120 анализов установлено наличие двух фаз в формировании месторождений, причем для высокотемпературной фазы характерно отсутствие или низкое содержание магния, для низкотемпературной — более высокое его содержание. Это не противоречит данным В. А. Вахрушева о составе магнетитов на ангаро-илимских месторождениях, для которых характерны более глубокий срез и,

видимо, более высокотемпературный магнетит с небольшим содержанием MgO , чем для катангских и илимпейских месторождений [317, 331], где вскрываются наиболее высокие части разреза месторождений такого типа. Что касается локализации рудных тел в пространстве, то в настоящее время подвергается сомнению утверждение о связи магнетитовой рудной формации с трубками взрыва [39, 43, 133, 134, 169] в связи с установлением многоэтажного магнетитового оруденения на всех крупных месторождениях (Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское и др.), залегающего в виде горизонтальных залежей в породах кембрия, ордовика, карбона и триаса [26]. Отсутствие связи между трубками взрыва и магномагнетитовыми месторождениями подчеркивает Г. С. Момджи [218].

По мнению Г. С. Фон-дер-Флаасса [318], Н. Л. Сапронова и др. [123], трубообразные рудовмещающие структуры являются жерлами палеовулканов центрального типа. С нашей точки зрения, месторождения магнетита (или магномагнетита) связаны с участками пересечения зон разломов и дробления, которыми центрируются рудные столбы [218, 299], что вообще характерно для эндогенных рудных формаций Сибирской платформы (см. описание магнетит-апатитовой и других рудных формаций).

В. В. Богацкий [17] считает, что магнетитовое оруденение Сибирской платформы в целом отличает общность условий формирования: рудные объекты локализуются только в полях тектонически ослабленных пород — от слабокливажированных до типично брекчированных. Морфологически магнетитовое оруденение представлено пласто-, чаше- и воронкообразными, коническими, трубчатыми, седловидными, жильными и штокверковыми формами. Они встречаются в пределах единой структуры, поодиночке или образуют сопряженные группы [17]. По мнению В. В. Богацкого, у протяженных рудоносных структур типа Северо-Летинской морфология магнетитового оруденения подчинена внутренней структуре тектонически ослабленной зоны; среди них известны кливажно-брекчневые, каркасные, конические и пластообразные формы. Близкие морфологические формы локализации магнетитовой рудной формации описываются А. Я. Архипенковой [218].

Все ослабленные зоны, контролирующие магномагнетитовую формацию, располагаются вдоль разломов и их пересечений, прослеживающихся параллельно крыльям положительных структур (поднятий, валов) первого и второго порядков, осложняющих хатократонные структуры [140, 141]. Рудоотложению всегда предшествовало скарирование. Наряду с известковыми скарнами присутствуют и магнезиальные скарны (месторождения Коршуновское и др.), являющиеся, по мнению В. А. Вахрушева, более поздними, чем руды. В. А. Вахрушев указывает на неоднократную смену процессов скарнообразования и рудоотложения и связывает это с деятельностью высокотемпературных интрателлурических растворов.

В локализации оруденения главное значение имели зоны гидротермального — метасоматического изменения пород, характери-

зующихся наибольшей пористостью и проницаемостью. Весьма благоприятны для рудоотложения скарнированные карбонатные и терригенно-карбонатные породы кембрия и ордовика, химически наиболее активные [218], менее благоприятны — терригенно-туфогенные породы перми и триаса. Массивные разновидности известняков и доломитов и мраморизованные известняки кембрия, а также триасовые долериты чаще всего выступают в роли экрана [218, 318].

В цементе различных брекчий и кливажированных зон повышенной проницаемости развиваются гранат-пироксен-эпидот-хлоритовые скарны с магнетитом, магномагнетитом, маггемитом. Основные минералы магнезиальных скарнов — форстерит, монтичеллит, шпинель, диопсид, а также кальцит и магнетит. Среднее содержание железа в рудах 34—40% (от 15 до 63%), содержание серы от ничтожных количеств до 0,066%, фосфора — от 0,14 до 0,3% [287].

Источником рудного вещества магнетитовых месторождений считались интрузии долеритов с повышенной железистостью [39, 133, 134, 275], однако это положение в настоящее время оспаривается [24, 26, 188, 218, 277, 278]. Некоторые же исследователи отвергают связь магнетитовых месторождений с базальтовой магмой вообще [26, 104, 175, 218]. Присутствие на большинстве месторождений долеритов, по их мнению, свидетельствует лишь о наличии разломов, используемых рудоносными растворами и базальтовой магмой.

По мнению Г. С. Момджи, интрузии долеритов не содействовали, а препятствовали проникновению рудоносных растворов, залечивая пути их проникновения, и лишь там, где долериты были брекчированы дальнейшими тектоническими процессами, рудоносные растворы проникали сквозь долеритовую брекчию, образуя зальтовой магмой.

По данным В. А. Вахрушева [26] и Л. Г. Страхова [278], интрузии долеритов не могли служить источником металла. В результате геолого-геофизических работ последних лет получены данные о структуре и рудоносности глубоких горизонтов Коршуновского, Рудногорского, Капаевского, Нерюндинского и других месторождений. Установлено, что крутопадающие рудные зоны прослеживаются без выклинивания на глубину до 1200—1500 м. Бурение скважин подтвердило наличие рудных тел с кондиционными содержаниями железа на глубине 1100 м. На этих месторождениях выявлены залежи субгоризонтального типа в породах триаса, карбона, ордовика и кембрия. Их образование обусловлено экранированием рудоносных растворов плотными породами. Несоответствие объема долеритовых массивов интенсивности скарно-рудных процессов доказывает несостоятельность предположения об источнике железа из интрузий долеритов. К тому же формирование интрузий происходило до образования скарнов и руд. Силлы долеритов — это лишь экран, затруднявший продвижение

рудообразующих растворов. Примером подсиловой рудной горизонтальной залежи является Нерюндинское месторождение (рис. 8).

Результаты магнитно-теллурического зондирования, проведенного на одном из месторождений магнетита в Иркутской области, показали, что железорудная минерализация предполагается до глубины 3,8—4,2 км, т. е. она не выклинивается в чехле платформы, а прослеживается и в пределах кристаллического фундамента [104].

Верхние горизонты скарново-магнетитовых тел юга Сибирской платформы, несомненно, уничтожены эрозией [26]. По расчетам Л. Г. Страхова [277, 278], на Коршуновском месторождении глубина эрозионного среза скарново-рудных залежей находится в пределах 1,0—1,8 км, а в Среднеангарском районе, по нашим подсчетам, 2,4—2,7 км. Таким образом, с учетом эрозионного среза и данных магнитно-теллурического зондирования вертикальный размах скарново-рудных образований мог достигать 5—6 км. Такой значительный масштаб метасоматических и рудных процессов указывает на наличие мощных источников тепла, флюидов и рудного вещества. По данным В. А. Вахрушева [26], Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское и другие крупные месторождения магнетита приурочены к зонам разломов глубокого заложения, которые рассекают осадочный чехол, фундамент и, вероятно, достигают верхней мантии Земли. Поэтому им предполагается глубинное — мантийное происхождение рудоносных растворов и принос металлов сквозьмагматическими (интрателлурическими) растворами. К мнению об отсутствии связи между железорудными месторождениями и базальтовой магмой пришли Г. С. Момджи и А. Я. Архипенкова [218]. Однако источником рудного вещества они считают породы фундамента (шарыжалгайская серия, свита Соснового Байца), из которых железо, видимо, извлекалось также трансмагматическими растворами.

Все магнетитовые (магномагнетитовые) месторождения приурочены к долгоживущим тектонически ослабленным зонам фундамента [104, 188], которые являлись мобильными на всем протяжении развития платформы. Необходимо отметить, что эндогенные процессы, связанные с ними, проявляются лишь в эмерсивную стадию цикла, когда вследствие перестройки структурного плана растяжение коры максимально, а разломы проникают до мантии.

Разломы чехла и их пересечения, располагающиеся над мобильными зонами, контролируют магнетитовые месторождения. Обычно эти разломы сопровождают образование положительных структур второго и третьего порядков (поднятия, валы) в чехле и располагаются на их бортах [140, 141]. Следует отметить также, что месторождения магнетитовых руд Сибирской платформы тяготеют к участкам утонения коры и перепадам ее мощностей (см. рис. 1 и 2), что является благоприятным фактором для проникновения флюидов из подкоровых глубин, так как с перепадами мощности коры обычно связаны сквозькоровые разломы.

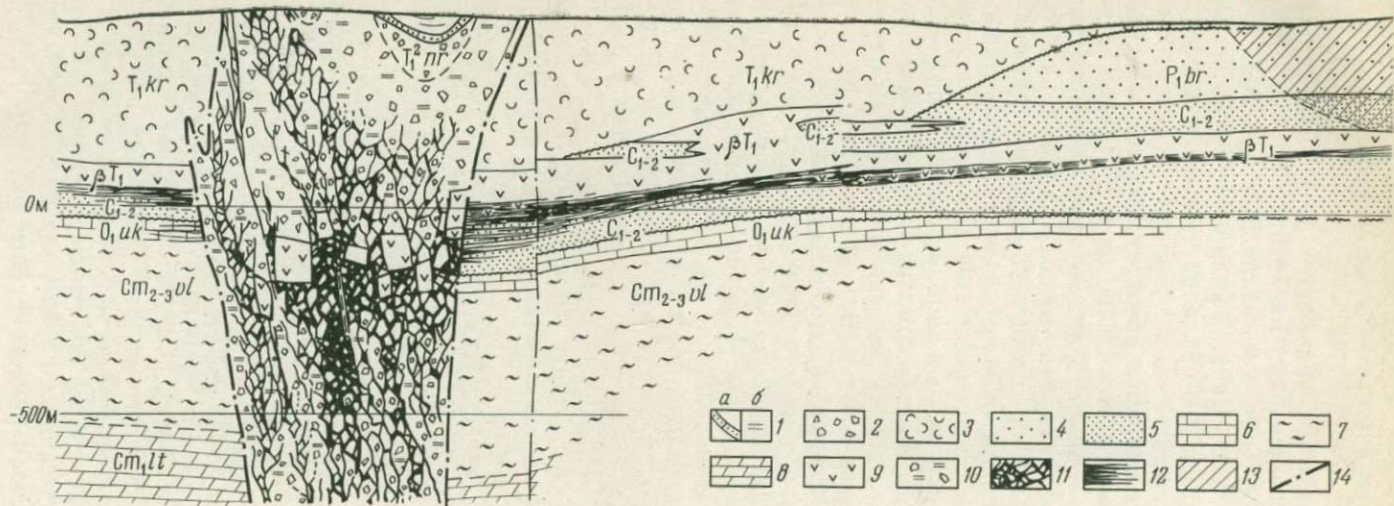


Рис. 8. Геологический разрез Нерюндинского месторождения. По Г. С. Фон-дер-Флаассу [318].

1 — песчаники (а) и глины (б) четвертичного возраста; 2 — рудоносные песчаникобрекчии и брекчии обрушения нижней подсвиты нерюндинской свиты (T_1^{nr}); 3 — туфы и туфопесчаники с потоками базальтов корвунчанской свиты (T_1kr); 4 — песчаники, алевролиты и аргиллиты бургуклинской свиты (P_1br); 5 — песчаники и алевролиты тушамской свиты (C_{1-2}); 6 — известняки усть-кутской

свиты (O_{1uk}); 7 — красноцветы верхоленской свиты (Cm_{2-3vl}); 8 — доломиты литвинцевской свиты (Cm_{1lt}); 9 — долериты (βT_1); 10 — скарнированная агломератовая брекчия; 11 — руды основной крутопадающей залежи; 12 — руды подсилловой залежи; 13 — метасоматически измененные породы; 14 — разломы

Магнетитовая рудная формация формировалась на заключительных стадиях среднепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского этапов развития платформы. Магнетитовая рудная формация среднепалеозойской металлогенической эпохи тяготеет к востоку платформы, где расположено около 10 рудопроявлений магнетита (Усть-Бирюкское, Дабанское и др.). С триасовой металлогенической эпохой связаны месторождения магнетитовых руд, расположенные на юге (Среднеангарский, Ангаро-Илимский, Ангаро-Катский районы), северо-западе (бассейны Ветки, Макуса, Кулюмбе, Курейки, Северной и Летней), западе (реки Бахта, Подкаменная Тунгуска), а также на востоке Тунгусской синеклизы (Непский и Илимпейский районы) и в других местах.

Цеолитово-медная формация

О находках самородной меди на севере Сибирской платформы впервые было сообщено Г. Г. Моором [173] в 1945 г. В последнее время на этой территории (реки Самоедская Речка, Авам, Аян, оз. Дюпкуп и другие места) было обнаружено несколько десятков проявлений самородной меди с содержанием ее до 0,2—2%. Наиболее крупное рудопроявление самородной меди, сходное с месторождением оз. Верхнего в США [311, 342], описано О. А. Дюжиковым и др. [27, 65], по данным которых сведения о нем нами и излагаются ниже.

Цеолитово-медная рудная формация развита на северо-западе Сибирской платформы в наиболее подвижной части Тунгусского хатакратона верхнепалеозойско-нижнемезозойского структурного яруса. На северных склонах Хараелахских гор (реки Самоедская Речка, Мастах Сала) в верхней половине вулканогенной толщи триаса установлено несколько меденосных горизонтов и в том числе меденосная стратиформная залежь (Арылахское месторождение). Арылахское месторождение тяготеет к зоне Кыстыктахского разлома, вдоль которого сочленяются Иконская и Большеавамская мульды.

Все медепроявления подчинены определенному литолого-стратиграфическому и структурному контролю. Они залегают в зонах брекчированных карбонатных пород, в карбонатизированных туфах, реже в базальтах (рис. 9). Главный рудный минерал формации — самородная медь. Нерудными минералами, с которыми она ассоциирует, являются кальцит, хлорит, цеолиты, кварц, пренит, гидроокислы железа (гётит, гидрогематит, лепидокрокит, гематит). Сульфиды представлены халькозином, ковеллином, халькопиритом, пиритом, пирротинном (последние три — аксессуарные минералы базальтов). В зоне окисления встречены куприт, тенорит, гидроокислы железа, малахит, азурит, хризоколла, ковеллин, халькозин. Зон вторичного сульфидного обогащения не наблюдалось.

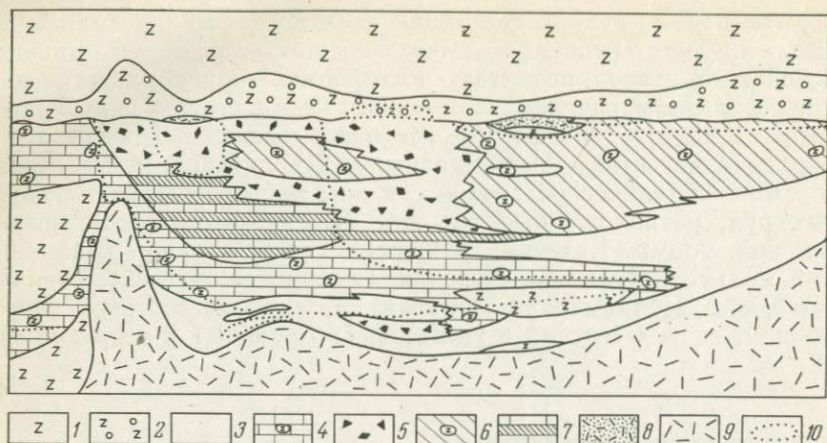


Рис. 9. Продольный схематический разрез горизонта меденосных пород. Вертикальный масштаб больше горизонтального. По О. А. Дюжикову и др. [65].

1 — базальты афировые; 2 — базальты афировые миндалекаменные; 3 — известняки массивные серые и светло-серые; 4 — известняки брекчиевидные, преимущественно серые; 5 — брекчи пестроцветных карбонатных пород; 6 — туфы карбонатизированные; 7 — переслаивание туфов и известняков; 8 — туфобрекчи; 9 — туфы от алевритовых до песчитовых; 10 — контуры наиболее обогащенных медью пород (содержание меди от 0,3 до 4,45%)

Наиболее ранние минералы — кальцит, кварц, адуляр. После них образуется самородная медь в тесной ассоциации с цеолитом (ломонтитом). Самородная медь представлена тонкими прожилками и вкрапленностью, выполняет миндалины и образует гнездовые скопления. Размер отдельных зерен до 0,5—1 см, скоплений — 2—5 см, реже наблюдаются самородки до 15—20 см, массой до 2 кг. Масса одного из самородков, найденного в дельювии, 24 кг. По химическому составу самородная медь довольно чистая (99,65% меди). Наиболее значительна примесь серебра [27, 65].

По данным О. А. Дюжикова, оруденение наложено на все породы рудоносных горизонтов. Отложение самородной меди происходило в бессероводородных восстановительных условиях, в противном случае отлагались бы сульфиды меди. Широкое вертикальное и региональное распределение меди в вулканитах триаса привело О. А. Дюжикова и др. [65] к выводу о связи металла с базальтовым вулканизмом.

Большой вертикальный размах оруденения, который в пределах изученной части туфолововой толщи Хараелахской мулды (моронговская, мокулаевская, хараелахская, самоедская свиты) составляет около 2000 м, может быть объяснен наличием на глубине значительных медных стратиформных месторождений либо залежей сульфидных, возможно никелево-медных руд, аналогичных талнахско-норильским. Эти руды могли переотлагаться раст-

ворами среди ожелезненных известняков и карбонатизированных туфов в результате осаждения их карбонатами, гидроокислами железа и другими осадителями [341].

Таким образом, в отдельных горизонтах осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород образовались резко повышенные концентрации меди, представляющие сейчас собой стратиформное оруденение в туфолаковой толще триаса. О возможном наличии на глубине стратиформных медных руд свидетельствует их развитие в районе р. Сухарихи (излучинская свита позднего рифея), а о перераспределении последних вдоль разломов — наличие более поздних «гидротермальных жил» халькозин-борнитовых руд в том же районе. По данным Г. Б. Роговера и др. [169, 235], последние связаны с очагами трапповой магмы, что весьма дискуссионно.

Барит-целестиновая формация

В центральной части Сибирской платформы (бассейн Илимпей и прилегающие районы) в туфогенно-осадочных породах триаса еще в 50-х годах В. Г. Бондарем и Ю. В. Погодиным были обнаружены рудопроявления целестина и барита, а в 1973 г. открыто месторождение целестина [161, 238]. Приурочено оно к субширотной системе сближенных кулисообразных и диагональных разломов, прослеживающихся неширокой (5—7 км) полосой на 100 км вдоль северного крыла пологой грабен-синклинали раннетриасового возраста, осложняющей северную часть Катангской структурно-формационной зоны Тунгусского хатакратона. Вдоль разломов наблюдается изменение вмещающих туфогенно-осадочных пород триаса с развитием процессов кальцитизации, хлоритизации, цеолитизации, окварцевания, аргиллизации, часто с отложением окислов и гидроокислов железа, реже сульфидов железа, меди, свинца, цинка, сульфатов стронция, бария и кальция.

По данным В. П. Филоненко и др. [161, 238], выделяются три типа целестиновых руд (рис. 10): массивные целестиновые, содержащие 30—97% целестина, полосчатые гётит-целестиновые, содержащие до 50—80% железорудных минералов, и бедные целестин-гётит-гидрогётитовые с преобладанием (до 80%) железорудных минералов.

Кроме целестина, гётита и гидрогётита в состав руд входит целестино-барит (до 20%), барит (до 5%), гематит, анкерит, лимонит. Среди окolorудных минералов встречаются анальцит, гейландит, хлорит, монтмориллонит, ангидрит, гипс, карбонаты. Из сульфидов отмечаются пирит, халькопирит, марказит, сфалерит, галенит, среди окислов — магнетит, ильменит, рутил, кварц и др.

Источником стронция, поступавшего в гидротермальные растворы, по данным В. П. Филоненко и др. [161, 238], были нижележащие ниже- и среднепалеозойские породы, богатые этим элементом [10]. Причиной отложения руд, по мнению А. Г. Бетехтина, могло быть взаимодействие богатых стронцием растворов с суль-

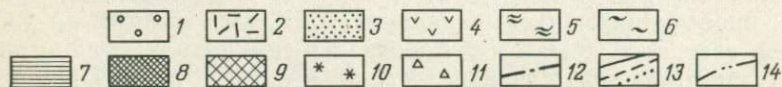
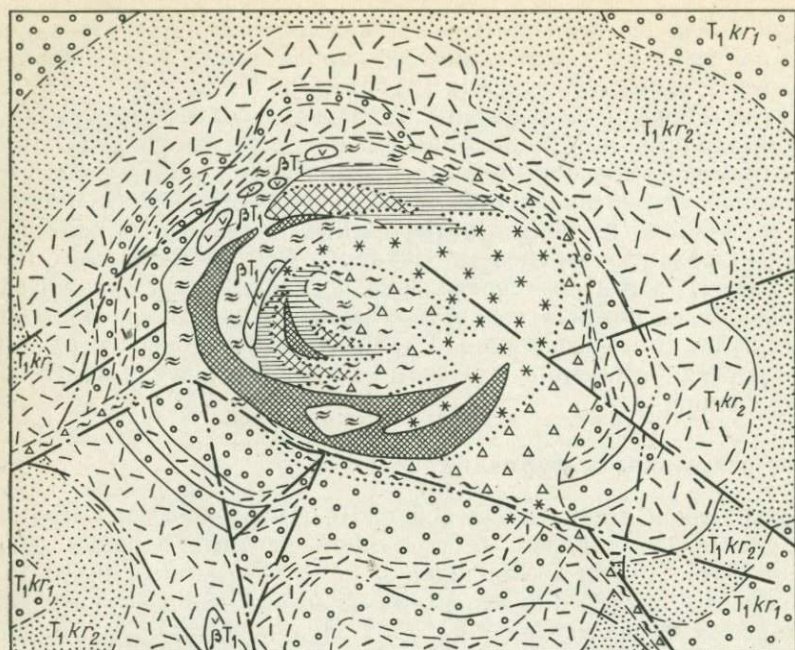


Рис. 10. Геологическая схема целестинового месторождения. По В. П. Филоненко и др. [161].

Вулканогенно-осадочные отложения верхнекорвунчанской (T_1kr_2) и нижнекорвунчанской (T_1kr_1) подсистем раннего триаса: 1 — гравийные туфы базальтов; 2 — псаммитовые туфы базальтов; 3 — туфопесчаники и туффиты; 4 — раннетриасовые интрузии долеритов; 5 — существенно монтмориллонитовые глины; 6 — аргиллизированные породы; 7 — железистые породы (минерализованные окислами и гидроокислами железа); 8 — целестиновые руды; 9 — целестин-гётит-гидрогётитовые руды; 10 — баритизированные и целестинизированные породы; 11 — брекчии; 12 — разрывные нарушения; 13 — геологические границы (достоверные, предполагаемые, условные); 14 — ореол распространения пород, затронутых гидротермальными процессами

фатными подземными водами по аналогии с отложением целестина и барита из вод современных источников на месторождении Ляутенталь в Гарце. Сульфатные подземные воды широко распространены в пределах Сибирской платформы [8]. Наиболее благоприятный уровень отложения целестиновых руд — граница вулканогенно-осадочных и эффузивных пород. Последние, видимо, являлись экраном, как и для других месторождений платформы (магнетит, исландский шпат и др.).

В пределах целестин-баритовых месторождений наблюдается свинцово-цинковая минерализация, о чем свидетельствуют зональные вторичные ореолы рассеяния свинца и цинка, а также повышенные их концентрации в измененных окolorудных породах. Увеличение содержания свинца и цинка в корневых частях целе-

стиновых залежей также подтверждается наличием гипсометрически ниже месторождения (200 м) анкерит-барит-целестиновых жил мощностью до 10—20 см с вкрапленностью галенита (до 5%) и сфалерита (до 15%) в периферических частях месторождения, в той же широтной тектонически ослабленной зоне [161, 238].

Таким образом, намечается вертикальный ряд расположения полиметаллической (свинцово-цинковой) и барит-целестиновой формаций. О такой же зональности свидетельствуют исследования В. М. Кандера, Л. П. Тигунова, П. И. Шамеса, М. М. Одиноца, В. Г. Домышева и др. в пределах Иркутской области. С глубиной барит-целестиновая минерализация сменяется медно-свинцово-цинковой.

Формация исландского шпата

Формация изучалась Г. Г. Моором [174], А. В. Скропышевым [254], Е. И. Гуриновой [54], Е. Я. Киевленко [102], Н. И. Андрусенко [2], Е. В. Настасиенко [39], К. К. Атабаевым [5] и др. Локализуется она главным образом в центральной и северо-западной частях Тунгусской синеклизы и относится к раннемезозойской металлогенической эпохе. Пространственно формация исландского шпата совмещена с распространением вулканогенных и интрузивных основных пород толент-базальтового состава.

Представлена рудная формация в основном низкотемпературными минералами — кальцитом, исландским шпатом, цеолитом, халцедоном, анальцимом, апофиллитом, сульфидами и другими минералами. Изредка в ее составе присутствуют высокотемпературные магнетит, гранат и др. По мнению Н. И. Андрусенко, процессы минералообразования протекали в три стадии: скарновую (гранат-магнетитовую), отвечающую сильно нагретым растворам — до 550—400°С, кремнисто-карбонатную, соответствующую растворам температурой 400—200°С, и цеолит-кальцитовую — сильно охлажденным растворам — 250—50°С. По термометрии газовой-жидких включений в кальците и других минералах установлен интервал продуктивного шпатообразования в диапазоне температур 200—50°С. Химический состав растворов изменялся от сложного сернисто-хлоридно-углекислого слабокислого — слабощелочного до простого бикарбонатно-хлоридного кальциево-натриевого слабокислого.

Высокопродуктивная цеолит-кальцитовая стадия в результате телескопирования иногда сочетается со скарновой стадией. Наибольшее поисковое значение имеют измененные породы низкотемпературной стадии: зоны пироксен-цеолитовых, анальцимизированных, хлоритизированных, монтмориллонитизированных и сапонитизированных пород, а на месторождениях вблизи даек долеритов — еще и своеобразная магнетит-долеритовая брекчия.

На наличие месторождений исландского шпата указывает присутствие цеолитов — десмина и морденита и натечного сталагмитоподобного халцедона, а также крупнокристаллического и ше-

стоватого жильного кальцита и кристаллов исландского шпата простых форм [2].

Оптический кальцит локализован в шаровых лавах и мандельштейнах низов лавовой толщи (рис. 11). Часть его приурочена к ослабленным зонам (трещиноватым, брекчированным) в осадочно-вулканогенных и интрузивных основных породах.

Приуроченность скоплений исландского шпата к нижним горизонтам базальтовой толщи объясняется экранирующим действием лав, препятствовавших дальнейшему проникновению растворов вверх.

Скопления исландского шпата в базальтах сосредоточены на южной окраине лавового поля в бассейне среднего течения Нижней Тунгуски в покровах нидымской свиты, реже в покровах логанчинской и кочечумской свит. По данным А. В. Скропышева [254] и Е. В. Настасиенко [39], выделяются три морфологические разновидности шпатоносных тел: гнездовая, жильная и жеодовая. Основная часть месторождений в базальтах относится к гнездовому и жильному типам. Гнезда и жилы содержат кристаллы кальцита, исландского шпата и сопутствующие им низкотемпературные минералы — цеолит, халцедон, апофиллит. Жильные тела представляют собой шпатоносные полости в миндалекаменных зонах базальтовых покровов. Исландский шпат в них высокого качества. К жеодовому типу относятся минерализованные газовые пустоты в мандельштейнах; практического значения этот тип не имеет.

Кальцитовые тела в вулканогенно-осадочных породах (бассейны Илимпеи, Иритки, Таймуры, Чуни и других рек) приурочены к ослабленным брекчированным зонам в туфах и туфо-песчаниках корвунчанской и тутончанской свит. Шпатоносная минерализация образует жилы. Состав их сравнительно беден [39]. Сложены они кальцитом, исландским шпатом с примесью цеолитов и анальцима; часто присутствуют сульфиды. Наиболее крупные скопления исландского шпата в раздувах жил и в полостях сопряжения трещин достигают 1,5 м³, но качество их обычно не очень высокое.

Месторождения и проявления исландского шпата (бассейны Вилюя и Нижней Тунгуски) пространственно приурочены к брекчированным дайкам и штокам долеритов [2], контролируемые крутопадающими разломами. Дайки и штоки скарнированы, хлоритизированы, карбонатизированы. Кальцитовые тела локализуются в зонах брекчирования долеритов в виде гнезд и жил. Минеральный состав отличается разнообразием и широким диапазоном температур образования.

Все геолого-промышленные типы оптического кальцита являются, по мнению большинства исследователей [2, 39, 254], продуктами низкотемпературной гидротермальной деятельности, связанной с базальтовой магмой. Однако шпатообразующие растворы не всегда генетически однородны, не всегда есть уверенность в их ювенильном происхождении, скорее всего они имеют смешанный состав [5, 54, 102 и др.].

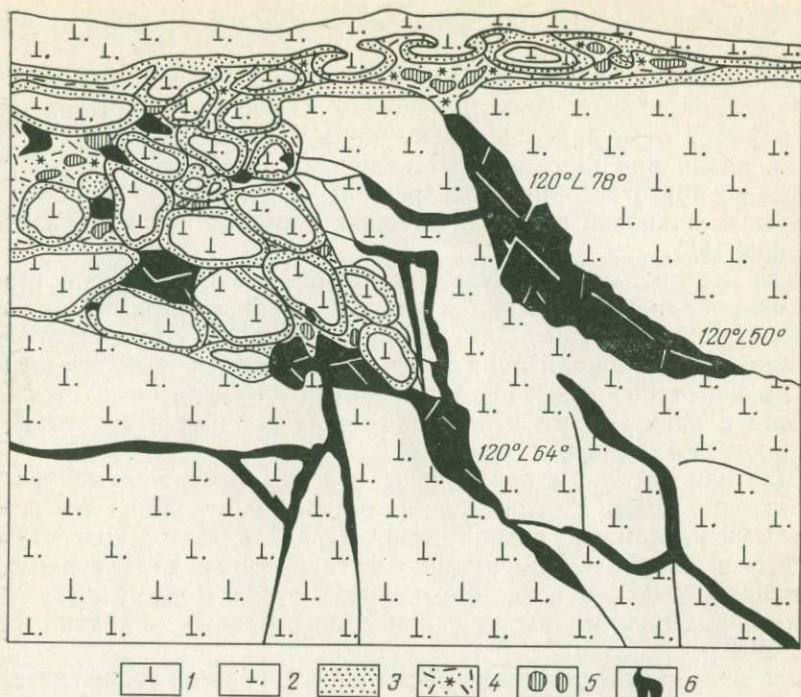


Рис. 11. Скопление исландского шпата в клиновидных трещинах миндалекаменных базальтов под шаровыми лавами. По М. С. Васильевой [2].

1 — компактный базальт; 2 — миндалекаменный базальт; 3 — мандельштейн; 4 — дрюза шаровых лав, минерализованная мordenитом, халцедоном и кальцитом; 5 — выделения халцедона; 6 — блоковый кальцит и кристаллы исландского шпата

Вызывает возражение связь месторождений исландского шпата непосредственно с интрузиями долеритов [43, 133]. Как указывает Ю. Г. Старицкий [169], ссылаясь на данные Н. И. Хитарова, большую часть растворенной воды базальтовый расплав сбрасывает на глубине 8—12 км. Понижение температуры на 100°C (с 1000 до 900°C) приводит к снижению растворимости воды при давлении 3000 кгс/см^2 на 36%, при давлении 2000 кгс/см^2 — на 20%. Уменьшение давления и температуры вызывает удаление летучих из базальтовой магмы уже на значительных глубинах, поэтому толеитовые базальты, а также и долериты не сопровождаются существенной гидротермальной деятельностью. Зоны измененных щелочных пород на долериты также наложены, как и проявления исландского шпата [134 и др.].

Ведущий фактор, контролирующий размещение месторождений и проявлений исландского шпата, — структурный. По данным Н. И. Андрусенко и К. К. Атабаева, положение шпатоносных узлов определяется до- и внутриэффузивными впадинами, часто унаследованными, положение шпатоносных полей и месторождений — отрицательными палеоструктурами третьего и более высо-

ких порядков, как правило, ненаследуемыми в современном структурном плане.

Важную роль в размещении шпатоносных полей, узлов и месторождений играют зоны нарушений. Однако они обычно диагностируются с трудом, поскольку часто безамплитудны либо смещение вдоль них ничтожно. Локальными структурами выступают также протектонические трещины и полости на границе базальтовых покровов и в межглыбовых промежутках шаровых лав (см. рис. 11).

Для месторождений в вулканогенно-обломочных породах структурами локализации являются участки крупноглыбовых прижерловых фаций вулканов. Для месторождений в интрузиях долеритов характерна локализация в крупных межглыбовых полостях в местах перемещенных блоков долеритов — кальцитовые жилы и погребка с кристаллами исландского шпата — или в пустотах и вдоль контракционных трещин [2].

Шпатоносные узлы приурочены к зонам протяженных региональных разломов. Месторождения в лавах контролируются региональными разломами, расположенными вдоль бортов Центрально-тунгусской впадины (одноименная хатакратонная структурно-формационная область), а месторождения в туфах и интрузиях — разломами, возникшими вдоль склонов погребенных поднятий [140, 147, 148].

Все месторождения исландского шпата, судя по геофизическим данным [231], приурочены к блокам земной коры с несколько пониженной (30—25 км) мощностью, к впадинам в рельефе фундамента и к поднятиям в рельефе поверхности Мохоровичича.

Свинцово-цинковая формация

Рудная формация на Сибирской платформе изучалась А. С. Аладьшкиным, Ю. В. Погодиным, А. Н. Легковым, А. И. Мурашевым и др.

Наиболее значительные по содержанию гидротермальные свинцово-цинковые рудопроявления, относимые к раннему триасу, известны в бассейне Подкаменной Тунгуски (реки Тычаны, Корда), а также на северо-востоке (реки Мойерокан, Чангода) и востоке (реки Таймура, Илимпя) Тунгусской синеклизы. Кроме того, вдоль западного борта последней известно около 50 мелких гидротермальных проявлений этих металлов. Ряд проявлений среднепалеозойского возраста отмечен в бассейне Лены. Свинцово-цинковые проявления иногда содержат промышленное количество металлов, но масштабы их небольшие. Содержание цинка в рудных прожилках достигает 12%, свинца 6% [238], в оруденелых породах цинка обычно не более 1%, свинца 0,3—0,5%. Главные минералы руд — галенит, пирит, сфалерит, халькопирит, реже халькозин и борнит. Из нерудных характерны кальцит, доломит, реже барит. Вторичные минералы — гидрогётит, гётит, гидрогематит, цруссит, англезит.

Решающая роль в контроле оруденения принадлежит разломам, расположенным вдоль крыльев структур второго порядка, осложняющих Тунгусский хатакратон. Чаще всего проявления свинца и цинка встречаются в зонах брекчирования карбонатных пород ордовика и силура или туфов раннего триаса в виде прожилков, гнезд и вкрапленности и прослеживаются на многие сотни метров. Реже оруденение приурочено к измененным (карбонатизированным, хлоритизированным, окварцованным) дайкам долеритов.

Полиметаллические руды связываются с долеритами повышенной щелочности [39, 133, 134] на основании их территориальной сближенности. Однако при формировании интрузий вблизи поверхности не создается благоприятных условий для их образования [124, 341] из-за открытости системы: летучие компоненты как переносчики металлов не успевают накапливаться до необходимых количеств. Об отсутствии связи долеритов с рудопроявлениями свинца убедительно свидетельствуют факты, приведенные Б. В. Олейниковым: «Тот факт, что не происходит устойчивого повышения содержания свинца при дифференциации интрузий в кислых и субщелочных дифференциатах, свидетельствует о том, что он не концентрируется в остаточных трапповых расплавах» [192, с. 106]. Становление подавляющего большинства трапповых интрузивов не сопровождается, по данным Б. В. Олейникова, повышенной (больше, чем аксессуарная) минерализацией рудных минералов.

Связь интрузий долеритов с полиметаллическим оруденением отрицает Ю. В. Погодин, признающий низкотемпературный телетермальный генезис месторождений, связанных с магматическими очагами. По его мнению, «при непосредственной связи интрузий с оруденением последнее должно было бы быть более высокотемпературным, но руды состоят из низкотемпературных минералов» [219, с. 7].

«Гидротермальные» полиметаллические проявления совмещены в пространстве со стратиформными свинцово-цинковыми образованиями и, по-видимому, тесно с ними связаны.

Свинец стратиформных рудопроявлений сингенетичен осадочным породам, обычно доломитам ордовика и силура, распространенным в бассейне Подкаменной Тунгуски и в среднем течении Лены. Состав рудных минералов этих проявлений простой и сходный, нет жильных минералов и гидротермальных околорудных изменений.

По мнению А. Н. Легкова и А. И. Мурашева, повышенные концентрации свинца в триасе, относимые рядом исследователей [169, 219] к гидротермальным, образовались вследствие перераспределения металлов из осадочных стратиформных свинцовоносных образований в результате глубокой циркуляции подземных вод вдоль разломов.

Неоднократное повторение полиметаллического оруденения во времени (вертикальный размах оруденения 2,5 км), возможно,

свидетельствует о процессах переотложения с увеличением концентраций свинца и цинка в молодых проявлениях.

Что касается возраста описываемого оруденения, то, по косвенным данным, его можно считать раннетриасовым, т. е. синхронным излиянию и внедрению основной части базальтовой магмы, тепло которой, видимо, получили растворы, переотлагающие оруденение. В то же время Ю. В. Погодин [219] считает, что полиметаллическое оруденение может быть послетриасовым и относит его к средней юре.

Перспективы выявления эндогенных месторождений полиметаллов на Сибирской платформе неясны. Возможно обнаружение скоплений свинца и цинка под экраном плотных (базальты и др.) пород. Свинец обладает способностью концентрироваться и обособляться от силикатной части, что создает условия для возникновения при благоприятных обстоятельствах флюидной фазы, богатой его сульфидами.

Графитовая формация

Формация изучалась В. П. Солоненко [262], И. М. Компанейцем, Т. В. Марининой [39, 142] и др. Месторождения и рудопроявления графита расположены на северо-западе Сибирской платформы. Все они приурочены к верхнепалеозойской тунгусской угленосной лимно-паралической формации, прорванной многочисленными триасовыми интрузиями долеритов. Образование графита происходило при метаморфизме углей под воздействием тепла и летучих компонентов мощных дифференцированных интрузий основных и ультраосновных — основных пород [39, 284, 303]. Наиболее изучены месторождения графита Курейское и Ногинское. Мощность основного пласта Ногинского месторождения до 6,7 м, протяженность 1,2 км. Курейское месторождение представлено пластом мощностью до 15 м, протяженностью 400 м. Состав и структура графитовых руд приводятся по данным Т. В. Марининой [39].

Графитовые руды состоят из нескольких структурных разновидностей — от крупночешуйчатых до скрытокристаллических. Содержание кристаллического графита до 40%. Графит содержит остаточные компоненты угля, что свидетельствует о не завершенности процесса графитизации. Среднее содержание угля в рудах 5—15%. В рудах Ногинского месторождения содержание углерода 71,33—90,56%; золы 8,53—24,34%; летучих 0,28—3,06%, в рудах Курейского месторождения соответственно 86,5—98,5%; 3,9—10,5%; 0,86—2,88%.

Геология и генезис графитовых месторождений исследованы В. П. Солоненко [262]. Им выделяется четыре типа руд графита: столбчатые, слоистые, плотные «свинцовые» и брекчиевидные. Столбчатые руды наблюдаются в виде шестигранных призм, располагающихся перпендикулярно к слоистости, реже наклонно или веерообразно. По трещинам отдельности развиты новообразования

кальцита, халцедона, цеолитов, пирита и других минералов. Слоистые руды образуют пропластки в столбчатом графите, иногда по простиранию они переходят в столбчатый графит. Брекчиевидные руды состоят из ографиченного крупного растительного детрита, сохранившего первоначальную структуру. Столбчатые руды образуются при метаморфизме штриховатых углей, слоистые — полосчатых и сланцеватых углей, «свинцовый» графит — матовых однородных углей.

По мнению В. П. Солоненко [262], для превращения углей в графит необходимы следующие условия:

1) значительная мощность перекрывающих пород (до 1,5 тыс. м), создающих достаточное давление — около 350 кгс/см² (при недостаточном давлении происходят сухая перегонка и превращение угля в кокс);

2) значительная мощность пластовой интрузии, залегающей ниже пласта угля, так как последний подвергается не только температурному, но и химическому воздействию подвижных компонентов магмы (под интрузией уголь не графитизируется);

3) наличие маломощной прокладки вмещающих пород между углем и метаморфизирующей интрузией, о чем писал ранее С. В. Обручев [185]: для превращения угля в графит необходима пластовая интрузия, проходящая на незначительном расстоянии от угля, а для предохранения графита от превращения его в кокс — прокладка 2—4 м осадочной породы. На реках Курейке, Фатьянихе и других участках угли в контакте с интрузиями долеритов перешли в графитовый кокс или термоантрацит;

4) плавное возрастание температуры прогрева углей до 900—950°С в результате массового внедрения интрузивных долеритов в целом и подстилающей интрузии, в частности. Исходя из физических свойств тунгусских графитов и отсутствия признаков плавления зольных примесей, температура образования графитовых залежей определяется в 900—950°С (при температуре 1000°С начинают плавиться зольные примеси). Переход угля в графит наступает при определенном сочетании температуры и давления. Кроме того, важен фактор времени. При кратковременном превращении угля в графит необходима более высокая температура (около 2000°С);

5) потеря углями летучих до контактового метаморфизма при общем прогреве углей. Наличие в углях летучих способствует спеканию или сгоранию углей под воздействием магмы. В одном и том же разрезе содержание летучих в углях с глубиной уменьшается на 1,8% на каждые 100 м [262].

Все эти условия вместе благоприятны для образования графита и могут определить его локализацию на ограниченной площади. Последнее обстоятельство объясняет также сосредоточенность графита в низах тунгусской угленосной лимно-паралической формации.

Кроме перечисленных факторов — литологического (наличие угля) и магматического (наличие соответствующей формы, мощ-

ности интрузий) — для образования графита важен и тектонический фактор. Все месторождения расположены в позднепалеозойской Нижнетунгусской хатакратонной структурно-формационной зоне, контролируемой одноименной впадиной, испытавшей интенсивные восходящие движения в осевой части с образованием крупных разломов (Ламско-Летнинский и др.) в раннем триасе. Локализация графита в Нижнетунгусской структурно-формационной зоне контролируется крыльями осложняющих ее положительных структур, где в период инверсии были максимальные давления. Свидетельством этого является приуроченность Ногинского месторождения к крылу Нойско-Анакитского вала, Курейского — к восточному крылу Курейско-Летнинского вала.

Апатитовые и магнетит-apatитовые формации

Месторождения и рудопроявления апатита в массивах ийолит-карбонатитовой формации разнообразны по минеральным парагенезисам, относительному времени и способам формирования. На Сибирской платформе апатитовые руды связаны с ийолит-карбонатитовой формацией триаса (маймеч-котуйский комплекс), меньше с интрузиями Присаянья (зиминский комплекс) и Алданского щита (инглийский комплекс). Описание апатитовых рудных формаций приводится по материалам Л. С. Егорова [4, 68, 98, 100], который классифицировал их на основании представлений о полифазности и направленности интрузивно-магматических и метасоматических процессов, формирующих сложные массивы щелочно-ультраосновных пород с карбонатитами. Процессы интенсивного метасоматоза и рудообразования осуществляются при внедрении ийолитовой и карбонатитовой магм. Поэтому Л. С. Егоровым выделяются ийолитовая и карбонатитовая металлогенические фазы, во времени четко разделенные фазой внедрения щелочных и нефелиновых сиенитов.

Ийолитовая фаза охватывает две стадии — предийолитовую и ийолитовую. К первой отнесены экзоконтактовые метасоматиты и доийолитовые породы массивов, апатит в которых образовался до кристаллизации ийолитовой магмы, при метасоматозе магматической стадии и при автометасоматозе (якупирангит-мельтейгитовые породы). К ийолитовой стадии отнесена автометасоматическая апатитизация ийолитов и ийолит-пегматитов; часть апатита может быть позднемагматического происхождения.

Карбонатитовая фаза включает предкарбонатитовую, карбонатитовую и послекарбонатитовую стадии. В первую формировались фоскориты, во вторую образовались карбонатиты, в третью — нельсониты и франколитовые брекчии.

Апатитовые рудные формации характеризуются ассоциациями главных рудных минералов — силиката, карбоната, магнетита, апатита, а их типы выделяются по разновидности апатитонесущей породы [4].

Руды ийолитовой металлогенической фазы относятся к ранней силикат-апатитовой рудной формации. Она образуется при воздействии пневматолито-гидротермальных растворов ийолитовой интрузии на вмещающие породы (фенитовый тип) и ранние дифференциаты интрузий (пироксенитовый, мельтейгитовый, апомелилитовый типы), а также при автотасоматическом преобразовании ийолитов (ийолитовый тип).

Фенитовый тип представлен одним потенциально крупным месторождением — Маганским. Весьма богатые апатитовые руды сформированы здесь в результате фенитизации мономинеральных кварцитов. В развитии процесса прослеживается ряд последовательных стадий [4]. Скопления апатита в якупирангит (пироксенит)-мельтейгитах контролируются внешними зонами нефелинизации в экзоконтактовых ореолах ийолитовых интрузий. Концентрированные выделения апатита ассоциируют с обильными новообразованиями флогопита, перовскита и меланита. В ийолитах автотасоматическая апатитизация прожилково-гнездового характера сопровождается перекристаллизацией пород вдоль минерализуемых трещин с образованием эгирин-апатитовых и нефелин-эгирин-апатитовых жил. Массовое выделение апатита в ийолитовую металлогеническую фазу осуществляется из пневматолито-гидротермальных растворов [4].

К карбонатитовой фазе отнесены все рудопроявления апатита, формирующиеся в щелочно-ультраосновных массивах позже щелочных и нефелиновых сиенитов в ассоциации с несилкатными или крайне бедными кремнеземом породами. Наибольший интерес представляют силикат-магнетит-апатитовая (фоскоритовая), карбонат-апатитовая (карбонатитовая) и магнетит-апатитовая рудные формации.

Силикат-магнетит-апатитовая (фоскоритовая) рудная формация известна в немногих местах: в массивах Ковдор, Вуориярви, Африканда, Центральный (Карело-Кольская провинция), Кугда, Романиха, Ессей (рис. 12) и Маган (Маймеча-Котуйская провинция), Арбарастах (рис. 13) (Алдан) и Палабора (Юго-Восточная Африка). Состав пород формации широко колеблется — от собственно фоскоритов (кальцит-апатит-магнетит-оливиновых пород) до флогопит-оливиновых (Кугда), флогопит-диопсид-оливиновых (Ковдор, Палабора), кальцит-амфибол-диопсидовых (Африканда), кальцит-флогопит-диопсидовых (Кугда, Романиха) и магнетит-флогопитовых (Маган) пород. Для всех пород фоскоритовой формации характерны: пегматоидная структура, интерстиционное развитие высокотемпературного кальцита, парагенезис маложелезистого флогопита и перовскита (дианалита) с малотитанистым магнетитом, постоянное содержание редкометалльных аксессуаров (бадделейт, циркелит, кальцитрит, пирохлор), частое пространственное совмещение с карбонатами. Контакты с вмещающими щелочными и ультраосновными породами резкие, иногда с ореолами флогопитизации, перовскитизации, диопсидизации и форстеритизации. Фоскориты предшествуют по-

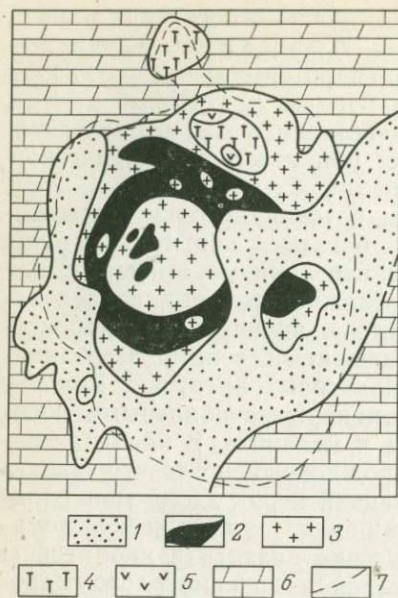


Рис. 12. Схема геологического строения массива Есей. По В. В. Шуваловой и Г. И. Поршневу [98].

1 — четвертичные отложения; 2 — магнетит-апатитовые породы; 3 — карбонаты; 4 — якупирангит-мельтейгиты; 5 — оливиниты и перидотиты; 6 — вмещающие породы (карбонатные и кремнисто-карбонатные); 7 — предполагаемый контур массива

итов, то концентрация фосфора возможна в обогащенной щелочами и редкометалльными элементами флюидной фазе [4]. Такие растворы, видимо, мигрировали во вмещающие породы еще на магматической стадии, вызывая апатитизацию, амфиболизацию и ослюденение докарбонатитовых пород (поздняя силикат-апатитовая рудная формация). В послемагматическую стадию они же концентрировали апатит в структурно ослабленных участках карбонатитов. Сегрегации скрытокристаллического апатита более характерны для карбонатитов доломитового и анкеритового состава. Существуют все переходы от каплевидных обособлений размером 1—10 мм до уплощенно-линзовидных и жилородных образований мощностью от миллиметров до первых метров. Контакты этих обособлений (в отличие от сегрегаций сахаровидного апатита) всегда резкие; состав обычно мономинеральный, изредка с примесью магнетита (до 10—20%). Морфоструктурные особенности апатитовых сегрегаций этого типа объясняются ликвацией и более поздней относительно карбонатитов кристаллизацией сгустков фосфатной (железофосфатной) жидкости [4].

явлению карбонатитов [4]. Все особенности фоскоритов — форма залегания (конические и кольцевые дайки и штоки с резкими контактами), брекчиевые или полосчатые конформные контактам текстуры, включения глубинных пород, независимость состава от существенных особенностей рамы — свидетельствуют о магматическом их генезисе [4].

Карбонат-апатитовая (карбонатитовая) рудная формация характеризуется двумя формами развития апатита: короткопризматическими ривидными и изометричными зернами размером 1—5 мм, часто скапливающимися в сахаровидные агрегаты, и тонкопризматическими и игольчатыми индивидуумами длиной до 1 мм в виде линзовидных и жилобразных сегрегаций скрытокристаллического облика и изменяющихся размеров.

Апатит первого типа типичен для ранних кальцитовых карбонатитов. Если допустить магматическое происхождение карбонатитов.

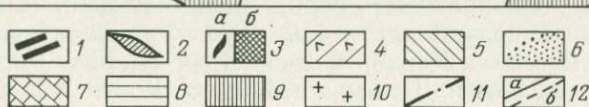


Рис. 13. Схема геологического строения Арбарастахского массива. По А. Харченкову, Ю. Славутскому, Л. С. Бородину и др. [67].

1 — пикритовые порфириты; 2 — канкринитовые сиениты; 3 — породы карбонатитовой серии (*a* — кальцитовые, доломитовые и анкеритовые карбонатиты, *b* — апатит-магнетит-форстеритовые породы — камафориты); 4 — ослюденелые пироксениты; 5 — фениты; 6 — фенитизированные гнейсы; 7 — карбонатные породы (первичноосадочные, инъецированные, по А. А. Ельянову и В. М. Моралеву); 8 — сутамская свита архея (гнейсы, кристаллические сланцы, мраморы, кальцифиты); 9 — кюриканская свита архея (гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты); 10 — граниты архея; 11 — разломы; 12 — границы пород (*a* — прослеженные, *b* — предполагаемые)

Магнетит-апатитовая рудная формация включает два генетически тесно взаимосвязанных типа — нельсонитовой и франколитовых брекчий.

Все нельсонитовые формации заражены редкометалльными примесями (бадделейт, циркон, пироксид). Размер некоторых их тел крупный [4]. Широко распространены мелко-среднезернистые плосчатые нельсониты. Мощность апатитовых и существенно магнетитовых слоев колеблется от 0,5 до 10—20 см, местами она достигает нескольких десятков метров. Крайними членами нельсонито-

вого ряда являются апатитолит (менее 10% магнетита) и магнетитолит (менее 10% апатита). Чаще всего встречается собственно магнетит-apatитовая порода или нельсонит. Все породы содержат флогопит (до 5—10%). Из аксессуаров наиболее типичен бадделит, реже циркон и пироклор. Характерен вторичный франколит, часто присутствуют гематит и гидроокислы железа, замещающие магнетит и флогопит. Из других новообразований отмечаются кварц и тремолит, реже сульфиды (пирит, пирротин и др.), пиролюзит, барит, стронцианит, анкилит, флюорит и низкотемпературный кальцит. Нельсонитам свойственна микролинейность.

Нельсониты образуют линзовидные в плане штоки, конические дайки и кольцевые тела мощностью до сотен метров с крутопадающими четкими контактами. Обычны маломощные ветвящиеся жилы и штокверки. Изредка нельсониты содержат ксенолиты, транспортированные с глубины (гнейсы архея в массиве Ыраас, окруженном отложениями верхнего протерозоя).

Нельсониты прорывают самые молодые (железисто-магнезиальные) карбонатиты [4]. Для нельсонитов характерен ряд важных признаков: преимущественно биминеральный состав, относительно высокое устойчивое содержание апатита (P_2O_5 18—22%), равновесные отношения апатита с магнетитом, флюидально-линейная микротекстура, процессы автотетасоматического изменения — окварцевание, гематитизация и франколитизация; возраст их послекарбонатитовый.

Франколитовые брекчии — брекчиевая фация гидротермально измененных лейкократовых пород нельсонитовой серии — выделены в особый подтип апатитовых руд. Франколитовые брекчии отмечены в массивах Ковдор и Вуориярви (Карело-Кольская провинция), Гулинском и Долбыха (Маймеча-Котуйская провинция), Гленовер (Южная Африка); кроме того, они слагают крупные тела в массивах Букусу и Сукулу (Уганда) и Сокли (Финляндия).

Типичная франколитовая брекчия состоит из обломков различного размера (от микроскопических до десятков метров в поперечнике), погруженных в криптокристаллический франколитовый цемент. Обломки представлены тонкозернистым агрегатом того же франколита, иногда с реликтами апатита и магнетита; обычны кристаллокласты франколитизированного апатита, мартитизированного магнетита и флогопита. Изредка среди обломков преобладают вмещающие породы — пироксениты, ийолиты, карбонатиты, фениты, гнейсы, кварциты или доломиты.

На принадлежность брекчиевых тел к категории трубок взрыва, по мнению Л. С. Егорова, указывают: 1) приуроченность к линейным и кольцевым разломам при отсутствии постоянной пространственной связи с карбонатитами — отдельные тела франколитовых брекчий залегают в пироксенитах и ийолитах (массив Вуориярви) и даже во вмещающих породах — доломитах (Долбыха) и фенитах (Ковдор); 2) типичная для диаграмм воронкообразная форма изометричных в плане тел с устойчивым средним

диаметром горизонтального сечения (100—300 м) и всегда секущими контактами; 3) ориентировка уплощенных включений и полосчатости параллельно крутопадающим контактам (массивы Гулинский, Гленовер); 4) присутствие ксенолитов, захваченных с различных глубин. Нельсонитовые породы Л. С. Егоровым рассматриваются как перемещенные глубинные дериваты, карбонатов.

Основными рудоконтролирующими структурами апатитовых рудных формаций, связанных с интрузиями центрального типа, являются глубинные долгоживущие разломы, вдоль которых они располагаются обычно на пересечении с поперечными разломами. Такие разломы характерны для краевой зоны платформы (зименский, уджинский, арбарастахский комплексы), а также прослеживаются на удалении от краев платформы до 350 км (массив Ессей и др.) над скрытой Таймыро-Байкальской глубинной зоной разломов. Рудные формации формировались в процессе дискретного подъема дифференциатов интрузий по центрированному пересечению разломов магмоводу [100]. Более подробно структурный фактор контроля приведен при описании флогопитовой формации, также связанной с ийолит-карбонатитовой интрузивной формацией.

Флогопитовая формация

Выделяется пока единая флогопитовая рудная формация, хотя месторождения и рудопроявления флогопита разнообразны по парагенезисам, относительному времени и способам формирования в процессе сложного становления ийолит-карбонатитовых массивов центрального типа.

На Сибирской платформе флогопитовая рудная формация связана с протерозойским ингилийским комплексом: с полихронными массивами длительного интервала формирования, включающего несколько геологических этапов (циклов), каковыми являются Кондёр и Инагли, расположенные в пределах Алданского щита [72], и с раннемезозойскими массивами севера Сибирской платформы (маймеча-котуйский комплекс). Слюдопроявления рассматриваемой рудной формации связаны с двумя фазами формирования — ийолитовой и карбонатитовой [228]. Генетическая связь части флогопитовых месторождений с ийолитами достаточно признана. Сложность проблемы генезиса карбонатитов затрудняет решение вопроса о происхождении ослюденения на карбонатитовом этапе. Однако установлено, что с каждой стадией карбонатитового процесса связан определенный вид слюды [228].

Наиболее крупные концентрации флогопита приурочены к оливинитам и зонам их контактов с породами ийолит-мельтейгитового состава, они образовались при метасоматозе в ийолитовую фазу [68, 228]. Оливиниты центральных интрузий повсеместно обогащены мелкочешуйчатым флогопитом, составляющим 10—30%

вого ряда являются апатитолит (менее 10% магнетита) и магнетитолит (менее 10% апатита). Чаще всего встречается собственно магнетит-апатитовая порода или нельсонит. Все породы содержат флогопит (до 5—10%). Из аксессуаров наиболее типичен бадделит, реже циркон и пироксид. Характерен вторичный франколит, часто присутствуют гематит и гидроокислы железа, замещающие магнетит и флогопит. Из других новообразований отмечаются кварц и тремолит, реже сульфиды (пирит, пирротин и др.), пиролюзит, барит, стронцианит, анкилит, флюорит и низкотемпературный кальцит. Нельсонитам свойственна микролинейность.

Нельсониты образуют линзовидные в плане штоки, конические дайки и кольцевые тела мощностью до сотен метров с крутопадающими четкими контактами. Обычны маломощные ветвящиеся жилы и штокверки. Изредка нельсониты содержат ксенолиты, транспортированные с глубины (гнейсы архея в массиве Ыраас, окруженном отложениями верхнего протерозоя).

Нельсониты прорывают самые молодые (железисто-магнезиальные) карбонатиты [4]. Для нельсонитов характерен ряд важных признаков: преимущественно биминеральный состав, относительно высокое устойчивое содержание апатита (P_2O_5 18—22%), равновесные отношения апатита с магнетитом, флюидально-линейная микротекстура, процессы автометасоматического изменения — окварцевание, гематитизация и франколитизация; возраст их послекарбонатитовый.

Франколитовые брекчии — брекчиевая фация гидротермально измененных лейкократовых пород нельсонитовой серии — выделены в особый подтип апатитовых руд. Франколитовые брекчии отмечены в массивах Ковдор и Вуориярви (Карело-Кольская провинция), Гулинском и Долбыха (Маймеча-Котуйская провинция), Гленовер (Южная Африка); кроме того, они слагают крупные тела в массивах Букусу и Сукулу (Уганда) и Сокли (Финляндия).

Типичная франколитовая брекчия состоит из обломков различного размера (от микроскопических до десятков метров в поперечнике), погруженных в криптокристаллический франколитовый цемент. Обломки представлены тонкозернистым агрегатом того же франколита, иногда с реликтами апатита и магнетита; обычны кристаллокласты франколитизированного апатита, мартитизированного магнетита и флогопита. Изредка среди обломков преобладают вмещающие породы — пироксениты, ийолиты, карбонатиты, фениты, гнейсы, кварциты или доломиты.

На принадлежность брекчиевых тел к категории трубок взрыва, по мнению Л. С. Егорова, указывают: 1) приуроченность к линейным и кольцевым разломам при отсутствии постоянной пространственной связи с карбонатитами — отдельные тела франколитовых брекчий залегают в пироксенитах и ийолитах (массив Вуориярви) и даже во вмещающих породах — доломитах (Долбыха) и фенитах (Ковдор); 2) типичная для диатрем воронкообразная форма изометричных в плане тел с устойчивым средним

диаметром горизонтального сечения (100—300 м) и всегда секущими контактами; 3) ориентировка уплощенных включений и полосчатости параллельно крутопадающим контактам (массивы Гулинский, Гленовер); 4) присутствие ксенолитов, захваченных с различных глубин. Нельсонитовые породы Л. С. Егоровым рассматриваются как перемещенные глубинные дериваты, карбонатов.

Основными рудоконтролирующими структурами апатитовых рудных формаций, связанных с интрузиями центрального типа, являются глубинные долгоживущие разломы, вдоль которых они располагаются обычно на пересечении с поперечными разломами. Такие разломы характерны для краевой зоны платформы (зименский, уджинский, арбарастахский комплексы), а также прослеживаются на удалении от краев платформы до 350 км (массив Ессей и др.) над скрытой Таймыро-Байкальской глубинной зоной разломов. Рудные формации формировались в процессе дискретного подъема дифференциатов интрузий по центрированному пересечением разломов магмоводу [100]. Более подробно структурный фактор контроля приведен при описании флогопитовой формации, также связанной с ийолит-карбонатитовой интрузивной формой.

Флогопитовая формация

Выделяется пока единая флогопитовая рудная формация, хотя месторождения и рудопроявления флогопита разнообразны по парагенезисам, относительному времени и способам формирования в процессе сложного становления ийолит-карбонатитовых массивов центрального типа.

На Сибирской платформе флогопитовая рудная формация связана с протерозойским ингилийским комплексом: с полихронными массивами длительного интервала формирования, включающего несколько геологических этапов (циклов), каковыми являются Кондёр и Инагли, расположенные в пределах Алданского щита [72], и с раннемезозойскими массивами севера Сибирской платформы (маймеча-котуйский комплекс). Слюдопроявления рассматриваемой рудной формации связаны с двумя фазами формирования — ийолитовой и карбонатитовой [228]. Генетическая связь части флогопитовых месторождений с ийолитами достаточно признана. Сложность проблемы генезиса карбонатитов затрудняет решение вопроса о происхождении ослюденения на карбонатитовом этапе. Однако установлено, что с каждой стадией карбонатитового процесса связан определенный вид слюды [228].

Наиболее крупные концентрации флогопита приурочены к оливинитам и зонам их контактов с породами ийолит-мельтейгитового состава, они образовались при метасоматозе в ийолитовую фазу [68, 228]. Оливиниты центральных интрузий повсеместно обогащены мелкочешуйчатым флогопитом, составляющим 10—30%

от объема породы (массивы Одихинча, Бор-Урях, Гулинский). В местах же интенсивной трещиноватости оливинитов прослеживаются почти мономинеральные флогопитовые жилы (массивы Бор-Урях, Кугда). В качестве примеси присутствуют оливин, титаномагнетит, перовскит, кальцит, клиногумит, хризотил. Мощность жил от 0,5 до 2,5 м, протяженность до 150 м. Размер пластин флогопита 3×4 , реже 10×15 см, толщина пачек слюды до 4—10 см. Нередко жилы наблюдаются субпараллельными кулисообразными сериями. Кроме мономинеральных флогопитовых жил встречаются (массив Бор-Урях) пегматоидные титаномагнетит-оливиновые жилы с крупными пластинами флогопита (до 20—25 см в поперечнике). Иногда ослюденение во флогопит-оливиновых породах локализуется в виде неравномерной вкрапленности, прожилков мощностью до 20—25 см и гнезд до 30—50 см в поперечнике (массив Кугда). Состав ослюденения описанного типа обычно маложелезистый ($F_{\text{общ}} = 10,9—13,5\%$). Л. С. Егоров образование флогопит-оливиновых жил массива Кугда связывает с алюмо-калиево-кальциевым метасоматозом карбонатитовой магмы, который осуществлялся, видимо, в магматическую стадию образования карбонатитов и поэтому рассматривается им как инфильтрационное магматическое замещение гипербазитов карбонатами.

В ряде случаев вблизи контакта массивов с вмещающими породами наблюдаются диопсид-флогопитовые жилы (массив Одихинча) мощностью от 2 до 8,5 м, длиной более 100 м [228]. Наибольшие скопления флогопита приурочены к центральным частям таких жил, где размер кристаллов достигает 30 см в поперечнике. В ассоциации с флогопитом находятся тремолит, реже кальцит, нефелин, апатит, сфен, титаномагнетит. Коэффициент железистости флогопита в таких жилах равен 14%.

В ряде месторождений значительные концентрации флогопита связаны с формированием ийолит-пегматитов, залегающих среди нефелинизированных мелилитовых и пироксен-мелилитовых пород. Флогопит приурочен к пегматоидным жилам нефелин-пироксенового (месторождение Гулинское, массив Маган), гранат-нефелин-пироксенового и нефелин-мелилитового (Гулинское, Одихинча) состава. Мощность жил до 35—50 м (массив Маган). На Гулинском месторождении выявлены шесть участков крупных скоплений флогопита, расположенных в поле измененных мелилитовых пород. На месторождении Маган обнаружено шесть флогопитоносных жил в центре массива, сложенного ийолитами. Размер кристаллов в пегматоидных жилах от 4—6 до 15 см в поперечнике, отдельные кристаллы достигают 20—40 см. Коэффициент железистости флогопита нефелин-мелилитовых (массив Одихинча) и нефелин-пироксеновых (массив Маган) жил повышенный — соответственно 21—22 и 28—32%, что, несмотря на высокие технологические особенности слюды, снижает ценность месторождений [67, 228].

В ряде случаев (массив Арбарастах и др.) флогопит приуро-

чен к полю измененных (амфиболлизированных, нефелинизированных и флогопитизированных) пироксенитов в виде гнезд, жил, штокверков и линзовидных тел. Наряду с пироксеном и амфиболом в них присутствует небольшое количество апатита, форстерита, хондродита и кальцита. Флогопит из флогопит-пироксеновых пород отличается также высокой железистостью ($F_{\text{общ}} = 27-28\%$).

Основной фактор размещения слюдомещающих щелочно-ультраосновных массивов — тектонический. Все массивы ийолит-карбонатитовой формации контролируются зонами долгоживущих глубинных разломов, возникающих в структурах длительной консолидации (щиты, платформы). Это могут быть планетарные структуры — сквозькоровые разломы (зона Великих Африканских разломов, Таймыро-Байкальская зона и др.). К таким разломам относятся также краевые разломы платформ, отделяющие последние от складчатого обрамления (юго-восточная окраина Алданского щита на границе с байкалидами Станового хребта, южная граница Сибирской платформы в зоне сочленения с байкалидами Саян) и разграничивающие блоки коры с различным глубинным строением.

Структурами более высокого порядка являются оперяющие по отношению к сквозькоровым разломам и глубинным расколам фундамента региональные разломы или зоны разломов. В участках пересечения таких разломов с более крупными разломами (или линеаментами), а также вблизи этих разломов размещено большинство щелочно-ультраосновных интрузий центрального типа. Часто массивы располагаются поясами или цепочками (Северо-Сибирский, Восточно-Саянский, Алданский, Африканский, Карело-Кольский). Так, крупнейшая Гулинская интрузия центрального типа находится на пересечении субмеридионального Таймыро-Байкальского и крупного периферического Енисей-Котуйского разломов. На пересечении Таймыро-Байкальского и субширотного разлома расположен и массив Ессей. Остальные массивы этого района приурочены, по мнению Л. С. Егорова, к узлам пересечений субширотных и радиальных по отношению к Гулинскому массиву субмеридиональных дизъюнктивных нарушений, сопряженных со становлением массива (рис. 14).

Локальные закономерности размещения флогопитовых месторождений [67] определяются внутренним строением щелочно-ультраосновных массивов: это структурно-геологические (структурный контроль, эрозионный срез), петрологические (степень дифференцированности, интенсивность автومتасоматоза) и геохимические особенности.

Наиболее крупные залежи флогопита размещаются на контакте щелочных пород с гипербазитами вдоль зон трещиноватости, проходящих параллельно концентрически-зональной внутренней структуре интрузивных массивов (Гулинский). В ряде случаев флогопитоносные тела приурочены к зонам трещин, секущим по отношению к концентрической внутренней структуре массивов (массивы Бор-Урях, Маган, Одихинча и др.).

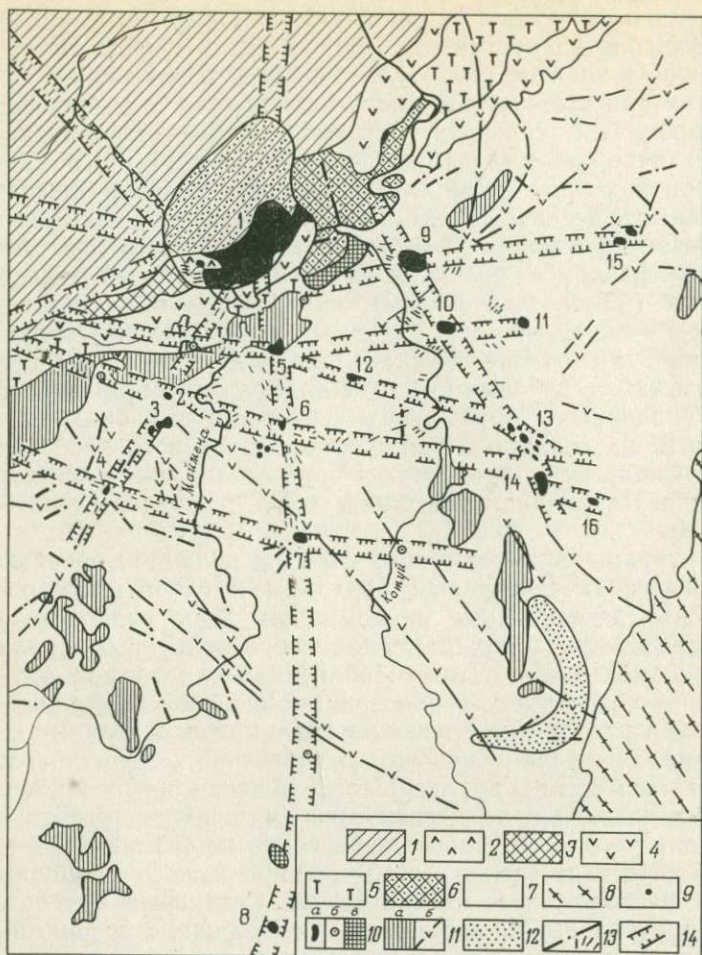


Рис. 14. Схема глубинной разрывной тектоники и размещения щелочно-ультраосновных массивов Маймеча-Котуйской провинции. По Л. С. Егорову [45].

1 — мезо-кайнозойские отложения Хатангской впадины. Триасовые эффузивные образования базальтоидов, щелочных базальтоидов и их туфов свит: 2 — маймечинской, 3 — дельканской, 4 — коготской, 5 — правобоярской, 6 — арыджанской; 7 — карбонатные и терригенные отложения синия и палеозоя; 8 — гнейсы архея (Анабарский кристаллический массив); 9 — кимберлитовые трубки (мезозой); 10 — щелочно-ультраосновные породы раннетриасового возраста (а — интрузии, б — дайки, в — силлы); 11 — долериты триаса (а — силлы, б — дайки); 12 — магнитные аномалии; 13 — разломы; 14 — глубинные разломы (радиальные и кулисообразные).

Интрузии щелочно-ультраосновных пород (цифры на схеме): 1 — Гулинская, 2 — Атыр-дяк, 3 — Романиха, 4 — Чангит, 5 — Седете, 6 — Далбыха, 7 — Бор-Урях и Карамени, 8 — Ессей, 9 — Одихинча, 10 — Кугда, 11 — Сона, 12 — Крестях, 13 — Дьогдьоо, 14 — Маган, 15 — Немакит, 16 — Браас

В массивах щелочно-ультраосновных пород выражена вертикальная зональность, определяющая расположение рудных формаций, и в частности флогопитовой, по вертикали [67, 324].

Для массивов малых глубин эрозионного среза (0—3 км) характерно преобладание пород щелочных серий (мельтейгит-ниоли-

товой, нефелин-сиенитовой) и карбонатитов, среди которых присутствуют жилы кальцитовые, доломитовые и анкеритовые, вплоть до кварц-сидеритовых. Обычно карбонатиты небольшие, имеют площадное распространение, а также представлены штокверками и жильными полями (массивы Ессей, Ыраас и др.). Характерны железорудные, апатитовая, баритовая, флюоритовая и стронциевая рудные формации.

Массивы средних срезов (3—6 км) наряду со щелочными породами и карбонатитами представлены ультраосновной (оливиниты, пироксениты и якупирангиты) и мелилитовой сериями. Широко развиты апатит-форстерит-магнетитовые, кальцит-магнетитовые породы, флогопитовые слюдиты, форстерит-диопсид-флогопитовые породы и карбонатиты. Размеры массивов от десятков до сотен квадратных километров; характеризуются они сложным строением (массивы Гулинский, Одихинча, Арбарастах, Ковдор и др.). Характерны апатитовая и флогопитовая рудные формации.

Глубоко эродированные массивы сложены ультраосновными породами с небольшим количеством пород ийолит-мельтейгитовой серии (массив Африканда и др.). С ними ассоциируют титаномagnetитовая, апатитовая и флогопитовая рудные формации. Ослюденение только вкрапленного типа, оно не образует крупных концентраций флогопита.

В целом проблема вертикальной зональности сложна, последняя не всегда подчиняется указанным закономерностям [245]. По мнению В. С. Самойлова, большое значение имеет принадлежность комплексов к открытому (вулканическому) или закрытому (плутоническому) типу. Согласно данным В. С. Самойлова [245], гипербазиты и мелилитовые породы максимально распространены в гипабиссальной фации глубинности, тогда как карбонатиты, особенно высокотемпературные кальциевые, — в мезоабиссальной фации, а пирокласты — в поверхностной и приповерхностной фациях. С уменьшением глубинности понижается роль процесса ийолитизации (нефелинизации), соответственно возрастает значение магматических пород уртит-мельтейгитовой серии, уменьшается — метасоматического карбонатитообразования и увеличивается — магматических карбонатитов.

Литологический состав пород, вмещающих щелочно-ультраосновные массивы, не влияет на состав и геохимические особенности последних [67]. Внутренний же состав и строение массивов имеют решающее значение для образования и размещения флогопита [67, 228]. Наиболее крупные концентрации высококачественного маложелезистого флогопита ($F_{\text{общ}} = 10—14\%$) образуются в массивах, характеризующихся наличием оливинитов, дунитов, перидотитов и сравнительно мощной зоной щелочных пород, представленных ийолит-мельтейгитами (массивы Одихинча, Кугда, Бор-Урях, Ковдор и др.).

Более высокожелезистая ($F_{\text{общ}} = 16—20\%$) и мелкопластинчатая слюда встречается в массивах, где наряду с оливинитами широко распространены мелилитсодержащие породы — турьяиты, ме-

лилитолиты и др. (массив Гулинский). Еще более высокожелезистая слюда ($F_{\text{общ}}$ до 27—28%) отмечается в массивах, где пироксениты являются преобладающими породами (Африканда, Лулекоп, Арбарастах и др.). Устанавливается прямая зависимость химического состава флогопита от содержания железа в силикатах пород, среди которых он залегает [67, 228].

Наиболее благоприятными критериями для обнаружения флогопитовых месторождений являются следующие [67]:

1) наличие в массивах ультраосновных пород — оливинитов, перидотитов, пироксенитов, особенно безрудных разновидностей, сложенных высокомагнезиальными силикатами, — и сравнительно мощной зоны ийолит-мельтейгитов (не менее 20% площади);

2) зоны контактов ультраосновных и щелочных пород и участки ослабленных зон внутри последних;

3) участки повышенной проницаемости, где располагаются зоны перекристаллизации — пегматоидные разновидности пород.

Нефелиновая формация

Нефелиновая рудная формация связана со щелочно-ультраосновными интрузиями центрального типа. Нефелин является возможным источником алюминия. Наиболее богатые нефелином породы сосредоточены в пределах среднепалеозойских интрузий Богдо и Томтор (уджинский комплекс), расположенных на северо-востоке Сибирской платформы. С рядом интрузий раннемезозойского возраста (Одихинча и др.) также связаны крупные запасы этого сырья.

Массивы Богдо и Томтор крупные (площадь более 100 км²), сложены в основном щелочными и нефелиновыми сиенитами в ассоциации с породами ювит-уртитовой серии, в связи с чем (до открытия карбонатитов) их относили к формации щелочных пород [100]. Содержание нефелина в ювитах 65—80% объема породы. Судя по химическим анализам, количество глинозема в них 19,5—22,1% при содержании окислов железа 5,5—6,4%. Нефелиновые сиениты содержат 18—21% окиси алюминия и 4,89—7,0% окислов железа [95]. Богаты нефелином также породы интрузии Одихинча — ийолиты с обособлением уртитов и метасоматические нефелин-пироксеновые породы, среди которых имеются обособления чистого нефелина. Содержание глинозема в ийолитах 19,6—25,0%, в урритах 29,0—31,2% при содержании железа соответственно до 6,5 и 3,7%. В целом запасы нефелиновых руд, по видимому, будут исчисляться миллиардами тонн [95].

Редкометально-карбонатитовая формация

Редкометально-карбонатитовая рудная формация характеризуется на основе описания зарубежных месторождений [245, 324].

Проблема генезиса карбонатитов сложна, решение ее противоречиво. Большинство исследователей относят карбонатиты к гид-

ротермально-метасоматическим породам, другие [4, 68, 98, 100] считают карбонатиты магматическими образованиями, а В. С. Самойлов [245] отмечает существование тех и других разновидностей карбонатитов, но рудоносность он связывает только с гидротермально-метасоматическими карбонатитами. Однако, отмечая различные геолого-структурные условия формирования и дискусионность генезиса карбонатитов, все исследователи единодушно признают направленность эволюции состава карбонатитов во времени, обусловленной сменой состава кальцитовых карбонатитов доломит-кальцитовыми, доломитовыми и анкеритовыми (сидеронитовыми), что связывается с понижением температуры, а также, возможно [245], с изменением режима кислотности-щелочности и другими причинами.

С кальцитовыми карбонатитами ассоциируют основные месторождения и рудопроявления ниобий-танталовых (гатчеттолитовых и гатчеттолит-пирохлоровых) и ниобиевых (пирохлоровых) руд. По данным А. А. Фролова [324], из 250 карбонатитовых массивов мира, в каждом третьем имеются проявления тантало-ниобиевой минерализации, достигающие промышленных масштабов. Среднее содержание Nb_2O_5 в них 0,1—0,15%. Выделяются штоки, зоны, линзы и жиллообразные тела, измеряемые по простиранию сотнями метров, иногда первыми километрами, а по мощности десятками — первыми сотнями метров; содержание ниобия в них до 3—4%. В крупных телах чаще содержится 0,2—0,7% Nb_2O_5 , а в наиболее богатых 1,34% (Луеше) и 2,6% (Аракса). Запасы ниобия оцениваются в сотни тысяч тонн, иногда до нескольких миллионов тонн. Более 90% запасов ниобия капиталистических стран сосредоточено в пирохлорсодержащих карбонатитах. Тантал и уран концентрируются в гатчеттолите и содержатся в нем в равных количествах — до 0,1—0,2% [245, 324]. Иногда ниобий и тантал приурочены к альбит-кальцитовым карбонатитам. Практический интерес представляют также апатит-магнетитовые руды, из которых возможна попутная добыча пирохлорового, гатчеттолитового и бадделитового концентратов.

С поздними стадиями анкеритовых и сидеритовых карбонатитов связаны проявления редких земель цериевой группы — паризита, бастнезита, реже монацита. Промышленные концентрации редкоземельных элементов отмечаются в массивах: Мрима (Кения), Нкумбе (Замбия), Тундулу и Канганкунде (Малави), Вигу (Танзания), Маунтин-Пасс (США). На месторождении Маунтин-Пасс основная масса редких земель приурочена к участку размером 230×800 м. Здесь распространен бастнезит (5—15%, в отдельных участках до 60%) с баритом, целестином и другими минералами. Содержание редких земель в месторождениях этого типа достигают 1305—1560 г/т [245].

По мнению В. С. Самойлова, для формирования месторождений пирохлор-гатчеттолитовых руд наиболее благоприятны мезоабиссальные условия, для ниобиевых и пирохлоровых руд — гипабиссальные и мезоабиссальные. К приповерхностной фации при-

урочены наиболее крупные, разрабатываемые сейчас месторождения флюорита, а также стронция, бария, редких земель черновой группы и др. [245].

Перовскит-титаномагнетитовая формация

Центральные интрузии ийолит-карбонатитовой формации представляют интерес как возможный источник титаномагнетитовых руд. Характерным примером этой рудной формации являются руды раннетриасовых интрузий — Гулинской, Одихинча, Бор-Урях, Кугда, Ыраас, Маган. Титаномагнетитовые руды приурочены к наиболее ранним ультраосновным породам интрузий — оливинитам, реже пироксенитам. Содержание титаномагнетита от 5—10 до 40% и более. Распределен он в оливинитах равномерно, цементируя зерна оливина (сидеронитовая структура), либо сконцентрирован в линзообразных и пластообразных залежах сплошных или богатовкрапленных руд (содержание изменяется от 50 до 100%). Как во вкрапленных, так и в сплошных рудах с титаномагнетитом всегда ассоциирует перовскит, кроме того наблюдаются флогопит, авгит, оливин, реже встречаются магнетит, ильменит, шпинель, хромшпинелиды. Второстепенное значение имеют серпентин, хлорит, роговая обманка, халькопирит, пирит. Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном.

Крупные концентрации титаномагнетита приурочены к центральным и северо-восточным участкам Гулинского массива в виде нескольких десятков рудных тел линзовидной и жильной формы, мощность которых достигает 600 м, а протяженность 5 км. В интрузии Бор-Урях титаномагнетитом наиболее обогащены жильные пегматоидные оливиниты с флогопитом. Мощность жил 0,2—0,3 м, реже до 2 м, протяженность от 20—30 до 100 м. Титаномагнетит представлен крупной густой вкрапленностью, составляющей 40% объема породы.

Кроме титаномагнетита к массиву Ыраас приурочено магнетитовое оруденение, а к интрузии Маган — флогопит-магнетитовые породы, образующие крупные линзы. Оруденение титаномагнетита относится к позднемагматической стадии становления ультраосновных пород. Гнездовые скопления и жилы титаномагнетита и магнетита обусловлены дальнейшей перекристаллизацией в результате автометасоматоза и метасоматоза этих пород в связи с более поздними фазами становления массивов [68, 95, 98, 100, 245, 324].

Хризолитовая формация

Оливин ювелирного качества — хризолит в значительных количествах установлен [95] в серпентин-флогопит-оливиновых породах триасового массива Кугда. Жилы пересекают рудные оливиниты. Мощность их в раздувах до 5 м, залегание крутое. Сложены непрозрачным темно-серым оливином (60—70%), флогопитом (до

20%) и серпентином (до 10%). Прозрачный оливин — хризолит образует оторочки и гнезда в периферических частях жил. Содержание хризолита от 5 до 30%.

Заслуживает внимания элювиально-делювиальная россыпь, расположенная в южной части массива. Размер отдельных зерен хризолита до 2—3 см. Твердость его 6,6—7,5 кгс/мм², плотность 3,301 г/см³; содержание фаялита 6—10%. По данным Л. С. Егорова, генезис хризолита гидротермально-пневматолитовый. Хризолит образовался в результате переотложения оливина высокотемпературными растворами [95].

Формация медистых песчаников и сланцев

Формация представлена сульфидами меди — халькозином, борнитом, халькопиритом, реже развиты блеклые руды и ковеллин. Обычно присутствуют сульфиды железа, свинца, цинка, кобальта, никеля, серебра, висмута, молибдена, германия, селена и теллура, а также самородная медь, серебро, золото, платина и др. Кроме меди концентрации промышленного значения образуют свинец, цинк, серебро и кобальт. Для морфологии рудных тел определяющее значение имеют литолого-фациальный состав пород вмещающей рудоносной формации и степень их дислоцированности. Рудные тела образуют многоярусные линзо- и пластообразные залежи (рис. 15). Секущие жильные тела широко развиты в районах, испытавших интенсивные тектонические нарушения.

Рудная формация контролируется зоной латерального перехода пестроцветной глинисто-песчаной формации в красноцветную молассоидную и занимает периметрическую часть пестроцветной глинисто-песчаной формации, расположенной ближе к орогенной области сноса, где она приурочена к прибрежно-морским, баровым и мелководным лагунно-дельтовым и дельтовым фациям.

Медь локализуется на стратиграфических уровнях, характеризующихся распространением зрелых осадков [160], увеличением доли обломочного кварца, упорядоченностью в распределении элементов по гранулометрическому спектру, отвечающих заключительным стадиям седиментационных циклов в период химического выветривания в области сноса. Процессы химического выветривания на водосборах, где разрушаются образования, содержащие медь, обуславливают накопление меди в повышенных количествах. Осаждению привносимой меди и образованию меденосных формаций способствует процесс карбонатообразования, на что указывает приуроченность рудной минерализации к слоям карбонатных пород.

Меденосные горизонты сложены в основном глинисто-доломитовыми отложениями, залегающими среди терригенно-карбонатных пород. Содержание меди в них возрастает с увеличением количества кварц-полевошпатового и карбонатного материала. Медь достигает промышленных количеств при содержании глинистых минералов не менее 50%, так как последние в осадках

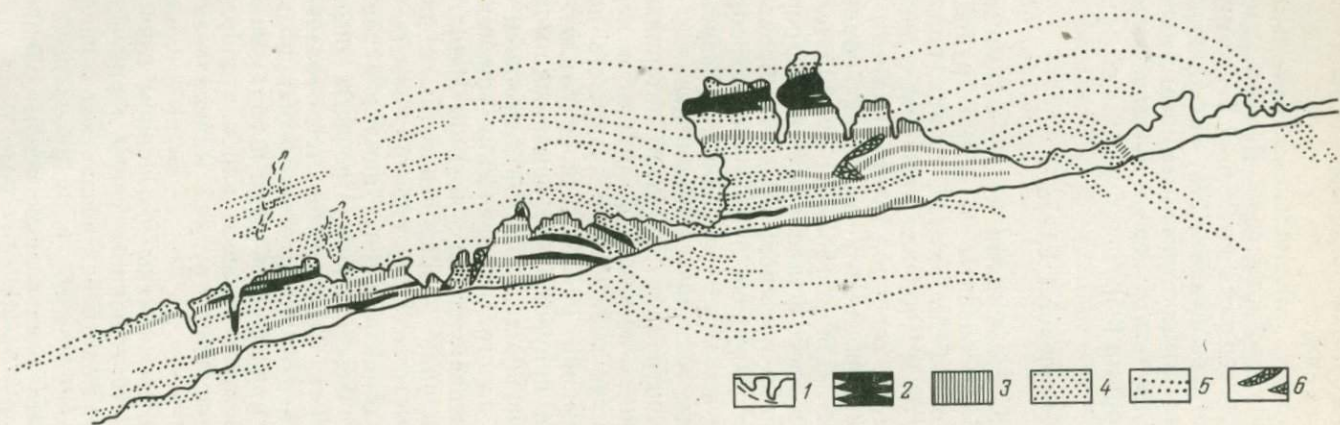


Рис. 15. Разрез меденосной толщи (читкандинская, александровская, бутунская свиты) месторождения Красного в правом борту долины одноименного ключа. По Ю. В. Богданову и др. [159].

1 — контуры выходов коренных обнажений; 2—4 — руды: 2 — существенно борнитовые, 3 — существенно халькопиритовые, 4 — халькопирит-пирротиновые; 5 — предполагаемые контуры меденосных горизонтов; 6 — пирротиновые линзовидные тела

имеют отрицательный заряд и обуславливают накопление катионов меди (и других металлов), которые, вступая в реакцию с анионами серы (сульфатоносные слои меденосной формации), образуют сульфиды [20].

Медное оруденение в фанерозойских толщах приурочено к отложениям, обогащенным органическим веществом в слоях, окрашенных в серый и зеленовато-серый цвет. Области распространения сероцветных горизонтов в пределах рудоносной формации на площадях, близких к источникам сноса, благоприятны для постановки поисковых работ. Особое значение приобретают участки, в которых осадочные сероцветные образования богаты рассеянным органическим веществом [246]. Формацию контролирует приорогенный тип платформенных структур; она тяготеет к склонам внутриплатформенных палеоподнятий и валообразных палеоструктур, внешние крылья которых фронтом обращены к источникам сноса и явились причиной выпадения в осадок солей меди (смена режима pH). Рудоконцентрирующими структурами на крыльях палеоподнятий были конседиментационные мульды. Источником сноса металлов при образовании стратиформных медных руд являлись спилит-кератофировые, спилит-диабазовые, альбитофир-диабазовые, андезитовые формации и заключенные в них колчеданные и другие месторождения и проявления, а также магматические формации основных — ультраосновных и ультраосновных пород и связанные с ними месторождения и проявления медно-никелевых, медных и других руд. После В. А. Обручева, обосновавшего осадочное происхождение ленских меденосных песчаников, последнее нашло подтверждение в ряде работ [20, 35, 99, 122, 159, 160, 222 и др.]. Ю. В. Богданов, Л. В. Травин и В. П. Феоктистов показали, что источником металла для нижнепротерозойских медистых отложений Кодаро-Удоканской зоны служили амфиболитовые толщи архея с сульфидной минерализацией (пирротин, пирит, халькопирит, сфалерит и др.). Процессы рудообразования и их распространение подчиняются фациально-геохимическим и палеогеографическим закономерностям. Последующие более поздние гидрогеохимические процессы, диагенез, катагенез, гипергенез и гидротермальные процессы обусловили миграцию рудного вещества и изменили концентрацию меди и других металлов в пределах осадочной рудоносной формации, вмещающей рудную формацию. Формации свойственна хорошо выраженная вертикальная, смещенная по латерали зональность в размещении осадочных концентраций меди и полиметаллов. Эта зональность выражается в смене медной минерализации свинцово-цинковым оруденением во времени и по мере удаления от побережья в глубь палеобассейна. Формация контролируется регрессивной стадией тектоно-седиментогенного цикла различных этапов развития платформы, синхронных орогенным этапам геосинклинально-складчатых структур ее обрамления. Она имеет «сквозной» характер от среднего протерозоя (Сибирская платформа) до поздней перми (Русская платформа).

Древнейшие рудные формации известны в протоплатформенном чехле Сибирской платформы, представленном ниже-среднепротерозойской удоканской серией Олёкмо-Витимской горной страны. В песчаниках и алевролитах средней и верхней частей удоканской серии известны три горизонта сингенетических медистых песчаников и сланцев [18].

Следующая эпоха образования стратиформных месторождений меди приурочена к эпипротозойскому этапу. К ней относятся месторождения и проявления меди излучинской, мошаковской, айсинской и ушаковской красноцветных молассоидных формаций, развитых в приорогенных структурно-формационных областях вдоль западных и южных окраин Сибирской платформы, образующих Прибайкало-Енисейский металлогенический медный пояс. В эту эпоху образовались и месторождения медного пояса Северной Родезии — Катанги, возраст рудоносных конгломератов, кварцитов, аргиллитов и доломитов которых 1,2—0,6 млрд. лет.

Третья эпоха накопления меденосных формаций относится к среднекембрийско-раннеордовикскому подэтапу. Формировались мелкие стратиформные месторождения и проявления меди верхоленской и эвенкийской красноцветной молассоидной, красноцветной глинисто-песчаной, а также илгинской и турамской пестроцветных глинисто-доломитовых формаций, развитых в Подкаменно-Тунгусской и Прибайкальской приорогенных структурно-формационных зонах на юге Сибирской платформы.

Более молодые эпохи накопления меденосных формаций проявились на Русской платформе: раннедевонская (Приднестровье), раннепермская (Донбасс) и позднепермская (Приуралье).

Для рудной формации медистых песчаников и сланцев особенно четко выражены формационные (зона латерального перехода красноцветных молассоидных формаций в пестроцветные терригенно-карбонатные формации) и тектонические (приорогенные структурно-формационные области) факторы контроля.

Свинцово-цинковая формация в карбонатных породах

Рудную свинцово-цинковую формацию в карбонатных породах слагают галенит, сфалерит и пирит, реже халькопирит, мельниковит, блеклые руды. Серебро, кадмий, германий и ртуть присутствуют в виде примеси. Рудные тела образуют кулисообразные залежи серповидной формы, иногда со сложной конфигурацией выклинивания. Они сосредоточены в пределах одного слоя, нередко осложнены последующими разрывными нарушениями. В зонах разломов иногда отмечаются перераспределение рудного вещества и преобразование пластовых рудных тел в жильные и прожилково-вкрапленные.

Несмотря на то что свинцово-цинковые проявления неопротозоя, венда, кембрия и ордовика Сибирской платформы, как и многие стратиформные месторождения мира, сохраняют первичноосадочные черты, постседиментационные преобразования, обусловли-

вающие эпигенетическое минералообразование, позволяют некоторым исследователям связывать их происхождение с эндогенными процессами. Результаты изотопных исследований галенитовых проявлений Ленской зоны, которые рассматривались М. М. Константиновым [106] как безусловно осадочные, по мнению В. И. Виноградова [31], однозначно свидетельствуют против осадочного происхождения сульфидной серы. В. И. Виноградов полагает, что различие в изотопном составе серы галенитов позволяет говорить о существовании равновесного изотопного обмена в момент рудообразования при температуре рудоотложения около 100—150°С. Не останавливаясь на анализе и степени обоснованности тех или иных представлений о генезисе руд, необходимо отметить, что основным контролирующим размещение полиметаллических проявлений и месторождений элементом являются определенные осадочные формации, в пределах которых рудоносны части характерного литологического состава. Рудная формация контролируется доломитовыми, известняково-доломитовыми с биостромами и сероцветными терригенно-карбонатными формациями. Руды приурочены к полосам резкого латерального перехода песчано-доломитовых в песчано-известняковые и оолито-известняковые, доломитовых в известняково-доломитовые и известняковые породы. Важная роль в контроле и локализации руд принадлежит доломитовым органогенным постройкам (рис. 16).

Структурный контроль определяется приуроченностью стратиформных свинцово-цинковых руд к наиболее подвижным частям платформы — дерикратонам и отчасти хатакратам, расположенным вдоль древних филакратонов либо пенепленизированных орогенов. Рудообразование наиболее интенсивно происходило в краевых частях хатакратона, когда поднимающиеся по соседству древние пенепленизированные складчатые сооружения или филократоны длительное время служили источником сноса рудных элементов. Это имело место вдали от орогенов, где накопление отложений молассоидного типа сменилось шлейфом терригенно-карбонатных — доломитовых толщ, переходящих в направлении платформы в безрудные известняковые формации.

В краевых частях платформы на границе с геосинклинальными областями свинцово-цинковое оруденение тяготеет к склонам перикратонов, где развиты доломитовые формации, замещающиеся в сторону геосинклинали безрудными известняковыми формациями. Размещение оруденения в перикратонах зависит от положения палеофилократонов, служивших областями сноса.

В хатакратах и перикратонах свинец и цинк, перенесенные с удаленного пенеплена, выпадают в осадок в инундационную стадию седиментогенного цикла, в приорогенах это приурочено как к инундационной, так и к регрессивной стадиям.

Палеоструктурный критерий имеет большое значение для выявления месторождений свинца и цинка. Все известные стратиформные рудопроявления свинца и цинка Сибирской платформы, а также месторождения Тянь-Шаня [222, 223] залегают на склонах

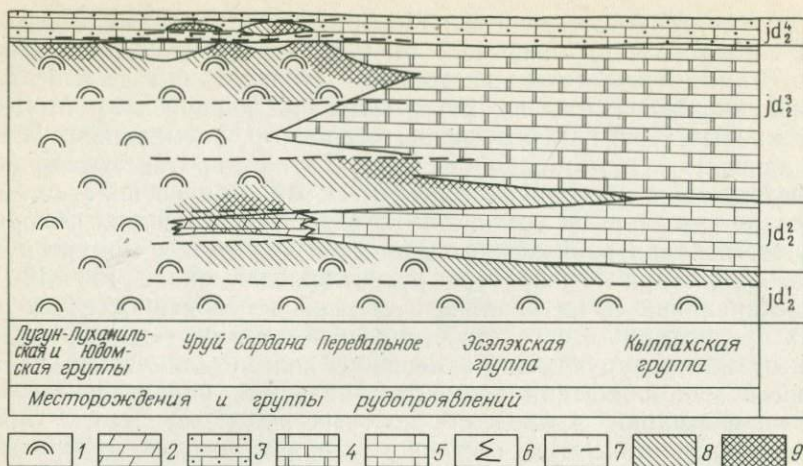


Рис. 16. Схема локального стратиграфического и литолого-фациального контроля свинцово-цинкового оруденения в вендских отложениях (верхняя подсвита юдомской свиты). По А. К. Иогансону [90].

1 — органические зернистые доломиты (биостромные водорослевые массивы); 2 — хемогенные битуминозные доломиты; 3—5 — хемогенные известняки: 3 — кремнистые, 4 — слоистые доломитовые, 5 — битуминозные; 6 — границы фациальных переходов; 7 — границы рудоносных горизонтов; 8—9 — свинцово-цинковое оруденение: 8 — гнездово-прожилково-вкрапленное, 9 — сплошные руды

конседиментационных структур. Оруденение, как это показал В. М. Попов и др., отсутствует на сводах положительных структур и в мульдах. Это обусловлено характером роста структур и вызванного этим ростом распределения терригенных, доломитовых и глинисто-известняковых толщ. Сводовая часть конседиментационных структур ордовика Сибирской платформы сложена песчано-глинистыми и глинисто-известняковыми отложениями, а мульды — глинисто-известняковыми и известняками, неблагоприятными для концентрации в них свинца и цинка. Основная часть доломитов и известковистых доломитов, обогащенных органическим веществом и характеризующихся повышенным геохимическим фоном свинца и цинка, образуется на пологих крыльях конседиментационных структур. Наиболее интенсивное накопление свинца и цинка на площади конседиментационного крыла поднятия (структуры второго порядка) следует ожидать в отдельных мелких конседиментационных структурах — мульдах, являющихся ловушками (4—5×2—3 км). В пределах таких структур за пределами Сибирской платформы располагаются рудные залежи Тянь-Шаня, Сумсара и др. [223].

Разрывные нарушения могут играть большую роль, так как они вызывают перераспределение рудного вещества и создают условия для образования богатых руд. Кроме того, разломы могут явиться путями циркуляции растворов и флюидов различного происхождения, способствующих внутрислойной концентрации рудного вещества.

Рудопроявления свинца и цинка имеют широкий стратиграфический диапазон распространения — от верхнего протерозоя до неогена. К древнейшей эпохе (неопротозойской) относятся проявления свинцово-цинкового оруденения Прибайкалья и Прианабарья, связанные с голоустинской и юсстахской известняково-доломитовыми формациями. За пределами Сибирской платформы к этой эпохе относятся месторождения Горевское на Енисейском кряже, Таежное и Барвинское в Прибайкалье. Следующая эпоха свинцово-цинкового оруденения связана с вендско-среднекембрийским подэтапом. К ней относятся месторождение Сардана в юдомской доломитовой формации на Сэтте-Дабане и проявления свинцово-цинковых руд киндинской доломитовой формации в Прианабарье.

Третья эпоха на Сибирской платформе относится к раннему ордовику. К ней приурочено формирование бедных свинцово-цинковых руд, распространенных на больших площадях юга платформы на расстоянии от 50 до 250 км от областей сноса. Следующие эпохи проявления свинцово-цинковых руд — девон, ранний карбон и пермь на Русской платформе.

Фосфоритовая платформенная формация

Фосфоритовая платформенная формация представлена желваковыми, ракушняковыми, детрит-ракушняковыми, зернисто-оолитовыми и галечниковыми фосфоритами, отличающимися невысоким содержанием P_2O_5 (в среднем 7—20%) и наличием примесей доломита и других карбонатов или окислов железа, а также железистых алюмосиликатов. Форма рудных тел пластовая и линзообразная; как правило, они образуют несколько горизонтов. Мощность тел обычно невелика — от 0,5 до 1 м. По Б. М. Гимельфарбу [44], фосфориты представляют собой осадочную породу, состоящую из минералов, среди которых основную роль играет фосфатное вещество, приближающееся по составу к фторапатиту эндогенного происхождения. Кроме фосфата фосфориты содержат кварц, карбонаты, халцедон, окислы железа и другие минералы.

Наиболее распространены зернисто-ракушняковый (на Сибирской и Русской платформах) и желваковый (на Русской платформе) типы фосфоритов. Зернисто-ракушняковый тип фосфоритов представляет собой песчаники или гравелиты, переполненные обломками фосфатизированных раковин, а иногда и фосфатных зерен. К этому типу относятся фосфориты ордовикской эпохи на Сибирской (Гурьевское месторождение) и Русской (Прибалтийский фосфоритоносный район) платформах. В желваковом типе фосфоритов в зависимости от характера нефосфатных минералов Б. М. Гимельфарб выделяет сферолитовые (Подольское месторождение), глинистые (Вятско-Камское и др.), глауконитовые (Егорьевское и др.) и песчаные (Полиновское, Щигровское, Актюбинское и другие месторождения), литологические разности.

Рудная формация контролируется пестроцветной карбонатно-песчано-глинистой и пестроцветной глинисто-карбонатной формациями, накопившимися в начальную (трансгрессивную) стадию развития бассейна. Фосфориты приурочены, как правило, к базальным слоям формации, где ассоциируют с песчаниками, конгломератами, алевролитами, аргиллитами, известняками и контролируются сменой этих типов пород. Образование формации связано с периферическими частями хатакратонных структурно-формационных областей, прилегающих к пенепленизированной суши, или с частями хатакратонных структур, представлявших собой подводные барьеры, отделявшие эпиконтинентальные части хатакратона от открытого моря, или с перикратонными структурно-формационными областями. Оптимальная концентрация P_2O_5 в пределах указанных структур контролируется отрицательными конседиментационными структурами третьего порядка (крыльями мульд) на палеоподнятиях либо мелководных барьерах, которыми могли явиться линейные структуры типа валов и гряд. Формация накапливалась в прибрежной мелководной полосе бассейна (иногда полузамкнутого) вдоль пенепленизированной суши или в пределах мелководных барьеров.

Фосфоритопроявления широко распространены, но месторождения формируются в ограниченные стратиграфические интервалы. А. И. Смирнов [255] показал, что эпохи фосфоритообразования характеризуются замедленным накоплением осадков ввиду интенсивных донных перемывов.

Фосфориты образовывались из фосфатов, приносимых восходящими течениями в мелководный морской бассейн как из глубоких частей мирового океана, так и с прилегающих участков суши. Современное образование фосфоритов у юго-западного побережья Африки в районе залива Уолфиш, по Д. Г. Сапожникову [246], происходит «биогенным путем в результате массового развития жизни в зоне восходящего течения, поднимающего с больших глубин воды, богатые фосфором и другими элементами, необходимыми для развития различных организмов. Интенсивное развитие жизни сопровождается массовым отмиранием организмов, которые опускаются на дно и обогащают осадки прибрежной зоны органическим веществом и фосфором. В процессе диагенеза соединения фосфора перераспределяются, стягиваются к определенным центрам и в осадках образуются фосфоритовые желваки» (с. 198). Многократные донные перемывы среднеордовикских фосфоритоносных отложений в бассейнах Илама и Подкаменной Тунгуски являются результатом интенсивного подводного течения [255]. В последние годы накапливаются данные, указывающие на то, что фосфориты образуются в условиях мелководья; не исключено, что концентрация фосфата связана с перетолжением продуктов коры выветривания.

На Сибирской и Русской платформах известно семь эпох накопления фосфоритовой формации. Везде они контролируются трансгрессивными стадиями развития седиментационных циклов.

Древнейшая эпоха накопления фосфоритов относится к неопроозойскому этапу в Прибайкалье (Сарминское месторождение), Присаянье (пять горизонтов фосфоритов в ипситской свите) и Юдомо-Майском районе. Фосфориты контролируются перикратонными структурно-формационными областями, представлявшими собой окраинные зоны открытого морского геосинклинального бассейна.

Вторая эпоха приурочена к началу вендско-раннепалеозойского этапа (проявление Гремяка в Норильском районе и четыре фосфоритоносных горизонта в Алдано-Анабарском районе) и контролируется хатакратонной структурно-формационной зоной, представлявшей собой мелководный барьер. К северо-востоку от последнего располагалась область открытого моря, из глубинных частей которого и поступали фосфаты в пределы мелководного барьера.

Третья эпоха относится к началу среднепалеозойского этапа — к среднему ордовика [109, 330]. С ней связаны месторождения фосфоритов Кингисеппской и Эстонской групп в Прибалтике на Русской платформе и Гурьевское месторождение на Сибирской платформе. На Сибирской платформе фосфориты контролируются периферической частью хатакратонной структурно-формационной области.

Четвертая эпоха накопления фосфоритов совпадала с начальной стадией девонского подэтапа. Формировались проявления фосфоритов рек Курейки и Кулюмбе на северо-западе Сибирской платформы.

В пятую эпоху образовались юрско-меловые месторождения Московского (Егорьевское), Вятско-Камского, Актюбинского (Чилисайское и др.) и Ярославского бассейнов. В мел-палеогеновую эпоху формировались месторождения Брянско-Курского (Щигровское, Сожское, Подбужское и др.) и Киевско-Волгоградского (Кролевецкое) бассейнов. К самой молодой эпохе относятся месторождения и проявления палеогенового Саратовского и других бассейнов.

Галититовая формация

Галититовая формация представлена каменной солью, ангидритом (гипсом) и доломитом с примесью терригенного материала. Ее сопровождают самородная сера, бораты, целестин, барит, флюорит, бром и некоторые другие минералы. Формацию изучали А. А. Иванов, Н. М. Страхов, Л. В. Пустовалов, В. В. Белоусов, Н. С. Шатский, М. С. Швецов, М. Л. Воронова, М. А. Жарков, Я. К. Писарчик, Е. Э. Розумовская, М. П. Фивег, Э. И. Чечель, А. Л. Яншин, Я. Я. Ержемский, В. С. Крумбейн и многие другие.

Формация образует пластообразные и солянокупольные залежи. Мощность отдельных пластов достигает 80 м и более. Галититовая формация приурочена к соленосной формации, в пределах

которой она подчиняется концентрической или более сложной зональности распределения пород — от галитов в центральной части к ангидритам, а затем к карбонатным и терригенным породам в периферической части. Галититовую формацию контролируют хакратонные и авлакогенные структурно-формационные области, в пределах которых оптимальные концентрации соли фиксируются в интенсивно прогибающихся конседиментационных впадинах, расположенных вдали от областей сноса и приуроченных к районам эпиконтинентальных морей, лишенных как доступа дополнительных обильных порций морских вод из окружающих открытых морей, так и поступления пресных материковых вод. Важным фактором для соленакопления являются такие условия, при которых не поступает обломочный материал, а соленость вод достигает степени раповых рассолов.

Эпохи накопления галититовой формации совпадают с регрессивными стадиями тектоно-седиментационных циклов тектонических этапов развития платформ. На Сибирской платформе выделяются три эпохи соленакопления.

Первая эпоха садки солей относится к концу вендско-среднекембрийского подэтапа. Соленосные формации нижнего — среднего кембрия приурочены к максимально прогнутым впадинам Лено-Тунгусского солеродного бассейна, представлявшего собой крупнейшую «лагуну-море» в истории развития Земли. Мощность пластов каменной соли чаще 5—12 м, иногда до 80 м и более. Геологические запасы каменной соли огромны.

Проявления калиеносности известны в трех горизонтах формации и приурочены к нижней части верхней трети усольской свиты, к бельской свите и к нижней части верхней трети ангарской свиты (рис. 17). Благоприятные условия для образования калийных солей существовали в Тасеевской, Березовской, Илгинской, Турамской (Вельминской) и других впадинах, где отмечены максимальная соленасыщенность разреза и конседиментационный характер структур.

Вторая эпоха садки солей связана с регрессивной стадией первого седиментационного цикла девонского подэтапа. Каменная соль приурочена к мантуровской галогенной галититовой формации, распространение которой регулируется Приенисейской впадиной. Мощность пластов до 30—80 м (Норильский район). Благоприятные условия для соленакопления существовали и в обособившейся в мантуровское время Нижнетунгусской впадине.

Третья эпоха соленакопления совпадает с регрессивной стадией третьего седиментационного цикла девонского подэтапа. Каменная соль связана с дудинской и кемпендяйской галититовыми формациями. В кемпендяйской формации соль в основном белая в виде пластов мощностью от 3 до 80 м [323]. Распространение солей контролируется Приенисейской и, возможно, Ыгыаттинской впадинами. Щепочкообразное расположение Приенисейской, Нижнетунгусской, Хатангской, Кемпендяйской и Ыгыаттинской солеродных впадин напоминает расположение структур Днепровско-

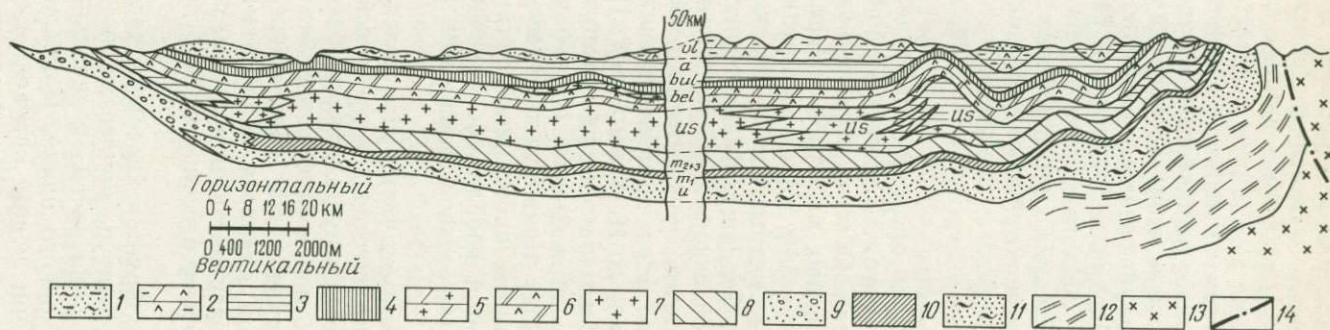


Рис. 17. Схематический широтный геологический разрез южной части Иркутского амфитеатра. По Я. К. Писарчик [214].

1 — юрские песчано-глинистые угленосные отложения; 2 — средне-верхнекембрийские пестроцветные мергели с линзами ангидрита (гипса) и доломита (верхоленская свита); 3—11 — ниже-среднекембрийские отложения: 3 — доломиты, ангидрито-доломиты, местами глинистые и песчаные, 4 — доломиты, 5 — ангидрито-доломиты с каменной солью, 6 — доломиты, известняки, доломито-ангидриты, 7 — каменная соль с пачками доломито-ангидритов, 8 — доломит,

доломитовые мергели, доломито-ангидриты, ангидриты, 9 — песчаники, гравелиты, конгломераты, 10 — песчаники, 11 — аргиллиты, алевролиты, 12 — синийские отложения; 13 — кристаллический фундамент; 14 — разлом. Свиты: u — ушаковская, m — мотская, us — усольская, bel — бельская, bul — булайская, a — ангарская, vl — верхоленская

Донецкого бассейна на Русской и бассейна Виллингтон на Северо-Американской платформах, содержащих большие залежи девонских калийных солей. Однако для выделения девонской калиеносной формации на Сибирской платформе данных пока недостаточно.

Кроме указанных эпох соленакопление, возможно, происходило в регрессивные стадии раннеордовикского и силурийского седиментационных циклов, а также в конце второго цикла среднепалеозойского этапа. На это указывают сульфатно-карбонатные формации, заканчивающие эти циклы (чуньская в Котуйской подзоне, зубовская в Тунгусской области и накохозская в Приенисейской зоне). Появление солей в указанных районах и формациях следует ожидать в направлении погружающихся частей структур.

Лимонит-гематитовая формация

Лимонит-гематитовая формация представлена главным образом гематитом, гётитом и лимонитом. Цемент карбонатный, реже кварцевый, текстура оолитовая. Обычно присутствуют фосфор и марганец, иногда в промышленных масштабах. Нередко отмечается сера. Содержание железа до 58%. Мощность рудных тел обычно небольшая, редко — первые метры. Тела образуют залежи пласто- и линзообразной формы. Рудная формация приурочена к конгломерато-песчаной и пестроцветной карбонатной песчано-глинистой формациям. Рудонакопление происходило в береговой зоне мелководного платформенного моря, не превышающей, по данным Л. Б. Рухина, Н. М. Страхова, Л. И. Формозовой, 15—20 км. Источником железа являлись филократоны, где господствовали благоприятные условия для коробразования. На это указывают поступающие в прибрежную зону Криволуцкого бассейна среднего ордовика Сибирской платформы кроме железа такие элементы, как хром, ванадий, марганец и кобальт, образующие концентрации, превышающие кларковые соответственно в 9, 5, 3 и 10 раз [150].

Н. М. Страхов [279] считает, что руды железа отлагались в условиях влажного, преимущественно тропического или субтропического климата. Железные руды морских бассейнов, по его мнению, возникали в частях морского бассейна, имевших островной характер и сильно расчлененную береговую линию. Существенным условием при этом являлось наличие многочисленных водотоков, дренирующих поверхностные воды, а также возможность высачивания вод на берегу бассейна, непосредственно у уреза воды.

Рудная формация контролируется краевыми частями перикратонных и хатакратонных структур, прилегающих к внутриплатформенным филократонам, и приурочена к начальной (трансгрессивной) стадии седиментационного цикла. Наиболее благоприятные участки для концентрации железа определяются конседиментационными структурами типа мульд. Железные руды формирова-

лись в крупных бассейнах, нередко простиравшихся на значительные расстояния (площадь до 1 млн. км²).

На Сибирской платформе известны пять эпох накопления лимонит-гематитовых оолитовых руд, связанных с неопротозойским и среднепалеозойским этапами ее развития.

В течение неопротозойского этапа железорудный бассейн охватывал западную, восточную и южную окраины Сибирской платформы, совпадающие с краевыми частями перикратонных структурно-формационных областей. В пределах Юдомо-Майской перикратонной структурно-формационной области выявлены три эпохи накопления осадочных железных руд, приуроченные к базальным формациям первого (гонамская конгломерато-песчаная), второго (маильская и эннинская кварцево-песчаные) и третьего (лахандинская пестроцветная песчано-глинистая) редуцированных рядов. В Присаянской перикратонной структурно-формационной области линзы и прослои гематитовых руд приурочены к шангулесской аркозовой конгломерато-алеврито-песчаной формации.

Главными источниками железа для образования неопротозойских железных руд были выветривание и выщелачивание кристаллических пород под действием поверхностных вод, вероятно имевших высокую температуру и насыщенных углекислотой, возможно, хлористоводородной кислотой. Кристаллические породы филократонных областей Сибирской платформы не были защищены чехлом осадочных пород и подвергались интенсивному разрушению. Выветривание пород и мобилизация железа происходили при обилии влаги, непрерывно промывающей элювиальную зону. Перенос железа, марганца совместно с кремнеземом объясняется латеритным выветриванием в условиях недостатка свободного кислорода в атмосфере, обусловившего сохранение алюминия, титана и фосфора в выветрелом покрове [127]. Поэтому неопротозойскую железоносную формацию характеризуют высокие содержания SiO₂, MnO и чрезвычайно низкие содержания Al₂O₃ и CaO.

В среднепалеозойском этапе железные руды оолитового типа, переслаивающиеся с железистыми песчаниками, приурочены к криволуцкой пестроцветной песчано-глинистой формации, залегающей в основании средне-позднеордовикского седиментогенного цикла. Максимальное содержание железа установлено в Прибайкалье, где в низах формации насчитывается более 17 прослоев лимонит-гематитовых руд мощностью от 4 до 85 см. Содержание железа колеблется от 20 до 58%. Выявлены два рудных пласта. Руды описываемой эпохи контролируются прибрежной зоной мелкого моря Катангского, Туруханского и Тембенчинского подъятий.

В девонском подэтапе среднепалеозойского этапа железные руды приурочены к пестроцветной песчано-глинистой формации начальной стадии подэтапа. Богатство среднепалеозойской атмосферы CO₂ определяло высокую миграционную способность железа и вынос его в седиментационные бассейны в форме Fe (HCO₃)₂ [252]. Железные руды представлены прослоями сидеритов мощно-

стью от 0,19 до 0,5 м. Содержание Fe_2O_3 от 7% (р. Джалтул) до 28% (реки Курейка, Северная). Намечается зональное распределение руд в краевой части хатакратона, с максимальными концентрациями железа вдоль прибрежной полосы мелководья полузамкнутого бассейна у берегов пенепленизированной суши.

Бурожелезняковая формация

Бурожелезняковая рудная формация представлена массивными сидеритами, конкреционными сидеритами и бурыми железняками. Присутствуют глинистые минералы, кварц. Руды образуют карманы, плащеобразные, реже пластообразные и линзообразные залежи небольшой мощности. Содержание железа обычно до 48%. Формирование руд связано с формациями кор выветривания (остаточные залежи) либо с песчано-глинистыми угленосными формациями. В пределах угленосных формаций железные руды приурочены к озерно-болотным отложениям в районах, характеризующихся прибрежно-континентальным режимом развития, куда железо приносилось с суши реками и грунтовыми водами. В этой обстановке существовали лучшие условия для образования сидеритов в результате диагенеза осадков. В структурном отношении бурожелезняковые руды контролируются либо западинами на филократонах, либо конседиментационными впадинами хатакратонных и приорогенных областей, расположенных по соседству с филократонами. Закономерности распределения бурожелезняковой формации раскрываются палеотектоническими реконструкциями.

Железородная формация в хатакратонах приурочена к регрессивной стадии развития платформы. На Сибирской платформе выделяются три металлогенические эпохи накопления руд бурожелезняковой формации.

Первая эпоха относится к позднепалеозойско-раннемезозойскому этапу, когда образовались железные руды континентального типа. Они локализованы в озерно-болотных отложениях нижней части тунгусской лимно-паралической формации и известны в западной (реки Фатъяниха, Бахта и др.), центральной (р. Чуня), восточной (р. Вилюй), южной (р. Ангара) и северо-восточной (низовье р. Маймечи) частях Тунгусской структурно-формационной области. Руды представлены пластами и линзами массивных сидеритов и конкреций или ожелезненных, замещенных сидеритом стволов деревьев. Мощность пластов до 0,5 м, реже 4 м. Распространение сидеритов контролируется Приенисейской, Вилюйской, Ангаро-Мурской и Центральнотунгусской структурно-формационными зонами Тунгусской структурно-формационной области.

Во вторую эпоху, относящуюся к концу позднепалеозойско-раннемезозойского этапа, образовалось множество остаточных проявлений и два месторождения бурых железняков — Ботомское и Лютангское. Месторождения приурочены к размытой поверхности известняков кембрия.

Третья эпоха связана со средне-позднемезозойским этапом, когда образовались континентальные железные руды озерного происхождения юрского и мелового возраста. Руды представлены пластами конкреционных сидеритов и бурых железняков Иркутской и ленской угленосных формаций.

Марганцевая рудная минерализация

Марганцевое оруденение представлено псиломелановыми и двуокисными рудами марганца. Оно связано с формациями терригенного (обломочного) и пестроцветного терригенно-карбонатного семейств и накапливалось в трансгрессивную стадию развития этапа. Оруденение контролируется перикратонными и прилегающими к последним зонами хатакратонных структурно-формационных областей. Источником металла являлись коры выветривания прилегающей суши филократонов, откуда соединения марганца переносились как во взвешенном, так и (в меньшей мере) в растворенном состоянии [246]. А. Г. Бетехтин указывает на фациальную зональность в распределении марганцевых руд от берега в сторону открытой части бассейна. И А. Г. Бетехтин и Н. М. Страхов считают, что марганцевые руды тяготеют к алевро-глинистым отложениям прибрежных фаций. В направлении глубоководной части бассейна они переходят в глинистые отложения, а в сторону берега — в песчаные.

На Сибирской платформе выделяются неопротозойская, ордовикская и девонская эпохи седиментационных накоплений марганца. В ближайшем обрамлении платформы, на Енисейском крыже, открыта вендская рудоносная эпоха марганцевоносности. Руды этой эпохи конкреционные и зернисто-глинистые псиломелановые, образуют пласт мощностью 4—6 м, контролируемый мульдобразной структурой. С марганцевыми рудами Сибирской платформы всегда парагенетически связаны руды железа и фосфоритов.

Формация бокситов

В классификациях месторождений бокситов К. С. Фокса [361] и Г. И. Бушинского [23], выделявших два (латеритный и осадочный) типа (группы) месторождений бокситов, по существу учитывается структурно-вещественный критерий или внутренняя структура месторождений. По вещественному признаку Б. А. Тюрин [309] относит все месторождения бокситов к единой рудной формации, объединяющей «глубоко химически переработанную первичную аллитовую кору выветривания и базальные горизонты налегающего на них покрова рыхлых континентальных отложений, являющихся результатом механического или химического переотложения продуктов выветривания этого типа» (с. 169).

Рудную формацию бокситов слагают латериты каолино-железистого состава, реже латерит-бокситы либо бокситы в виде линзовидных тел. Среди главных минералов выделяются гематит, каолинит, анатаз, бёмит, диаспор. Структура бокситов бобово-обломочная, оолитовая, бобовая, афанитовая, псевдоморфная. Рудная формация бокситов теснейшим образом связана с бокситоносными формациями — латеритной и каолиновых и бокситовых глин. Описываемая формация неоднородна, так как в ее состав входят алюмосиликатная материнская порода, подвергшаяся латеритизации, и сама кора выветривания латеритной формации, а также осадочные бокситоносные отложения формации каолиновых и бокситовых глин, образовавшихся в результате размыва латеритов и водно-механического переотложения латеритного материала.

По условиям залегания, типу материнских пород кор выветривания, геохимическим и генетическим особенностям платформенных месторождений бокситов Б. А. Тюрин [309] выделяет кластогенный (плащевидный), хемогенный (надконтактовый), кластогенно-хемогенный (карстовый) и валунно-обломочный (вторично переотложенный) морфогенетические типы месторождений.

Как уже говорилось, Г. И. Бушинский [23] по условиям образования различает две группы (типа) бокситовых месторождений — латеритную и осадочную (переотложенных латеритов). Осадочная группа бокситовых месторождений им делится на подгруппы: месторождения на силикатных породах (среди глин) и месторождения на карбонатных породах, или карстовые. В первой из них по условиям залегания и отдаленности от латерита выделяются три типа месторождений: склоновый, долинный и присклоновый, или котловинный. Месторождения склонового типа расположены ближе к источнику бокситового материала — латериту, а другие два — дальше от него. По составу бокситы склонового и частью долинного типов близки к бокситам латеритного типа, а бокситы присклонового типа существенно отличаются от латеритных низким содержанием железа. Месторождения бокситов на карбонатных породах делятся на два типа: ближнекарстовый, или приконтактовый, и дальнекарстовый, или площадной. Названия этим типам месторождений даны по особенностям их распространения. Ближнекарстовые месторождения залегают обычно на головах крутопадающих пластов карбонатных пород, чередующихся с основными алюмосиликатными породами, несущими кору выветривания, и расположены на контакте или вблизи от контакта с ними. Карстовые углубления выполнены песчано-глинистыми породами и бокситами [23].

Все проявления бокситов на Сибирской платформе приурочены к карстовым воронкам, эрозионным котловинам или эрозионно-карстовым и тектоническим депрессиям, а также к более крупным платформенным отрицательным структурам вдоль филократонов. Образовалась формация в эмерсивную стадию тектонического этапа развития платформы. Е. И. Пельтеком, С. Л. Спири-

ным и др. все проявления бокситов относятся к карстово-полюевому, карстово-эрозионному и карстово-котловинному типам. Разрез бокситоносной рудной формации приведен на рис. 18.

Основные региональные критерии контроля распределения бокситовой рудной формации определяются благоприятным для бокситообразования сочетанием следующих факторов: эмерсивной стадией тектонического этапа развития платформы, литологическим составом выветривающихся пород (чистые карбонатные, красноцветные терригенные, интрузивные, эффузивные и метаморфические комплексы пород основного, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного составов), наличием древней коры выветривания и необходимой степени первичной зрелости ее профиля, длительностью тектонической паузы, морфологией и морфометрией рельефа поверхности выравнивания и их стабильностью во времени, климатической обстановкой и ландшафтом эпохи бокситообразования и связанными с ними процессами почвообразования, особенностями пострудных тектонических движений, рельефа, климата, гидрогеохимического режима [309].

На Сибирской платформе рудная формация бокситов известна пока только в связи с двумя эпохами корообразования — концом неопрозоюского (уровень Боксонского месторождения) и концом средне-позднемезозоюского (Приангарская и Чадобецкая группы месторождений) этапов.

Каменноугольная формация

Каменноугольная рудная формация представлена каменными углями от длиннопламенных до антрацитов и переходными к бурым углям. Угли образуют выдержанные пластовые залежи простого и сложного строения мощностью от 0,5 до 30—40 м и более (74 м на Кокуйском месторождении). Число их изменяется от 1 до 40 и более. Рабочих пластов угля не более 30. Суммарная мощность

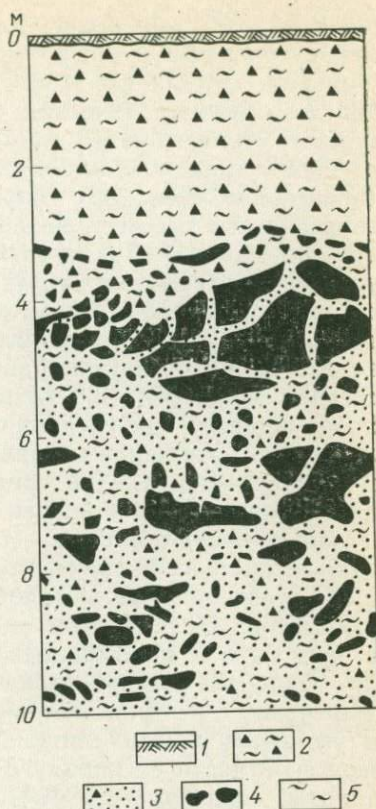


Рис. 18. Бокситоносная пачка с обломками латеритных бокситов. Зарисовка шурфа. По С. Л. Спирину и др. [266].

1 — почвенный слой; 2 — глины делювиальные с обломками латеритных бокситов; 3 — рыхлая каолинит-бокситовая масса; 4 — обломки латеритных бокситов; 5 — глина каолиновая

пластов до 80 м и более. По существу, выделяются два типа каменноугольных рудных формаций — антрацитовая и каменноугольная. Рудная формация контролируется угленосными формациями лимно-паралической (конгломерато-глинисто-песчаной) тунгусского типа, нижней частью лимнической (глинисто-песчаной) ленского типа и лимнической (глинисто-песчаной) иркутского (предгорных прогибов) типов. Качество углей (марочный состав) определяется типом угленосной формации, а в пределах угленосной формации — структурами, осложняющими ее строение. Так, угленосной формации тунгусского типа свойственны пласты углей от длиннопламенных до антрацитов и в меньшей мере угли, переходные от бурых к каменным. В угленосной формации заключено до 22—30 пластов угля рабочей мощности. Преобладают пласты средней мощности (0,6—3 м) и относительно простого строения. Реже мощность их увеличивается до 10 м, при этом строение усложняется. Уникальным является пласт 20 (Мощный) Кокуйского месторождения. При средней мощности 62,5 м строение этого пласта простое на большей части месторождения, лишь изредка в нем отмечаются один—три породных прослоя мощностью 0,05—0,2 м, как исключение до 1 м. Угли мало- и среднезольные, малосернистые и малофосфористые. Они относятся к группе гумолитов. Подчиненное значение имеют сапропелиты, которые в виде линз и маломощных прослоев наблюдаются в пластах угля. Наиболее распространены фюзенолиты (кларено-дюреновые, дюреновые и фюзено-семифюзеновые угли), преобладающие в угольных пластах нижнепермской части формации. В верхнепермской части ее наряду с фюзенолитами широко развиты гелитолиты: кларены — до 30%, дюрено-кларены — до 40—50% всей угольной массы пластов.

Лучшие по качеству угли (гелифицированные и малозольные), по степени метаморфизма относящиеся к антрацитам, приурочены к структурам типа прогибов и мульд Приенисейской, западной части Ангаро-Мурской и Вилюйской структурно-формационных зон, которые были связаны с морскими бассейнами, так как в этих условиях торфяные болота были наиболее обводненными.

По представлениям В. П. Тебенькова, А. К. Матвеева и Ю. Р. Мазора [155], среди факторов метаморфизма углей Тунгусского бассейна следует учитывать прежде всего региональный метаморфизм, обусловленный различной глубиной погружения угленосных отложений. Важнейшая, если не главная роль принадлежит регионально термальному (магматогенному) метаморфизму. Под ним Н. Н. Урванцев, И. К. Яковлев [353] и В. С. Быкадоров понимают общий прогрев угленосной формации в результате влияния тепла расположенных недалеко от поверхности магматических очагов (до внедрения интрузий) и всей массы долеритов, внедрившихся в угленосную толщу. Ряд исследователей, в том числе С. В. Обручев и Н. Н. Урванцев, отводят существенную роль динамометаморфизму, обусловленному пликвативными и разрывными дислокациями угленосных отложений. Широко раз-

вит контактовый метаморфизм углей под воздействием интрузий долеритов. Наиболее интенсивный метаморфизм привел к образованию месторождений графита [38, 196]. В зонах контактов иногда образуется кокс. Более зольные и фюзенизированные угли тяготеют к областям сноса и поднятий, где торфяники образовывались в менее обводненных условиях. Параллельно с этим изменяется и степень метаморфизма углей — от антрацитовых в прогибах и мульдах до тощих на склонах поднятий.

Угленосная формация ленского типа содержит месторождения каменных углей. Каменные угли, длиннопламенные и жирные, залегают в наиболее прогнутых частях Приверхоанского прогиба и глубокой (более 1500 м) части Вилюйской синеклизы.

Месторождения каменных углей угленосной формации предгорных прогибов (иркутской) характеризуются пластами сложного строения с резко изменяющейся мощностью. Приурочены они к наиболее прогнутым предгорным частям Канского и Иркутского прогибов, где контролируются крыльями кулисообразных синклиналей. В формации насчитывается до 65 пластов и прослоев углей. Число их с мощностью более 1 м колеблется от 1 до 25. В продуктивной части формации основные рабочие пласты находятся в нижних горизонтах. Распределение угленосности подчинено общему палеогеографическому и палеогеотектоническому плану строения формации. В наиболее погруженной прииркутской ее части присутствует до 20—50 угольных пластов и прослоев, из которых только 1—3 достигают рабочей мощности, не превышающей 6,5 м. В то же время в западных и северо-восточных районах при общем уменьшении числа угольных пластов до 1—16 среди них появляются пласты с мощностью до 9—14 м. Характерной особенностью распределения угольных пластов по разрезу формации является их сближенность. Так, в присаянской части угленосного бассейна на Новометелкинском месторождении в интервале разреза 120 м содержится до 39 пластов и прослоев углей, слагающих три горизонта. Концентрация угольной массы на сближенных интервалах нередко приводит к образованию мощных пластов. Строение пластов углей сложное, вследствие чего мощность угольной массы в них обычно не превышает 50% общей мощности пласта. Особенности угольных пластов являются их расщепление в центральной части мелких прогибов и выклинивание вблизи валообразных поднятий. Наиболее распространены гумусовые полублестящие и полуматовые угли. Они главным образом клареновые и реже дюрено-клареновые и дюреновые. Присутствуют также гумусовые, гумусово-сапропелевые и сапропелевые разности. Степень регионального метаморфизма углей увеличивается в сторону прогиба, обуславливая зональность распределения углей различного марочного состава [196].

Эпохи накопления каменноугольных формаций приурочены к регрессивным стадиям тектоно-седиментационных циклов. К древнейшей эпохе относятся месторождения (Кокуйское, Каерканское, Валек и др.) антрацитов и каменных углей Тунгусского

угольного бассейна средне-верхнекаменноугольного — пермского возраста. В следующую эпоху угленакопления образовались месторождения каменных углей Канско-Ачинского (Абанское, Канское, Переяславское и др.) и Иркутского (Ишинское, Ушаковское, Черемховское и др.) угольных бассейнов юрского возраста, а также месторождения каменных углей наиболее глубоких частей Ленского угольного бассейна верхней юры и нижнего мела.

Буроугольная формация

Буроугольная формация представлена бурыми углями и лигнитами. Мощность пластов лигнитов колеблется от 0,2 до 2,5 м, реже до 19—26 м, мощность же пластов бурых углей изменяется от 1 до 5,5 м, иногда до 16—27 м. Число пластов лигнитов от 2 до 19, бурых углей — от 10—25 до 100, причем около 25 пластов имеют рабочую мощность. Основная угленосность тяготеет к верхним частям угленосных формаций, реже приурочена к нижним горизонтам (пласт «Уральский» Абанского района и др.). Строение пластов сложное. Мощные пласты с приближением к областям поднятий замещаются углистыми породами, а с приближением к зонам максимального прогибания — расщепляются и постепенно утоняются.

Буроугольная формация контролируется угленосными формациями лимнической глинисто-песчаной ленского типа и алданской лигнитовой глинисто-песчаной.

Угли угленосной лимнической формации ленского типа преимущественно гумусовые, в основном класса гелитолитов, изредка встречаются линзообразные залежи сапропелитов (Оленёкский район), касьянитов (Сангарский район) и гумусово-сапропелевых углей, залегающих в пластах гумусового угля. По степени метаморфизма угли бурые различных стадий. На глубине более 1500 м они метаморфизованы до стадий каменных.

Угли угленосной формации предгорных прогибов приурочены к приплатформенной ее части и представлены клареновыми, дюрено-клареновыми типами, иногда с фюзенизированными компонентами. Второстепенными являются липоидные и фюзенизированные микрокомпоненты. Угли бурые, малозольные, низкосернистые, пласты простого строения. Все угли в атмосферных условиях быстро разрушаются и способны к самовозгоранию [38, 196].

Среди лигнитовых и бурых углей группы Б преобладают клареновые и дюреновые типы. Изучены они слабо.

Эпохи накопления буроугольных формаций приурочены к регрессивным стадиям тектоно-седиментационных циклов. К древней эпохе относятся месторождения бурых углей Ленского юрско-мелового угольного бассейна Жиганское, Усть-Мархинское, Пятчкское и др., к самой молодой эпохе — месторождения бурых и лигнитовых углей неогенового возраста, связанные с алданской лигнитовой глинисто-песчаной формацией.

Формация горючих сланцев

Формацию слагают сапропелево-глинистые и гумито-сапропелитовые породы, обогащенные алевритовым и карбонатным материалом. Породы формации состоят из кальцита, доломита, гидрослюда, монтмориллонита, каолинита, полевого шпата, кварца, пирита и на 15—40% (иногда до 70%) из керогена, био- и геохимически преобразованного остаточным органическим веществом. Кероген характеризуется высоким содержанием водорода (8,5—11%), низким — гуминовых кислот (0,5%) и более высокой теплотой сгорания. Качество горючих сланцев, по данным В. А. Котлукова [319], определяется содержанием в них керогена и минеральной части. Формация слабо литифицирована; залегает почти горизонтально. Мощность пластов сланцев 5—8 м. Формация контролируется хатакратонными структурно-формационными областями, приурочена к пологим поднятиям и впадинам. Горючие сланцы накапливались в озерных, лагунных и морских условиях и приурочены к угленосной лимно-паралической и битуминозной глинисто-карбонатной формациям. Древнейшая эпоха образования горючих сланцев на Сибирской платформе — средний кембрий. Они залегают среди черных кремнисто-глинисто-карбонатных пород (известняки, окремненные известняки и силицилиты куонамской свиты). Мощность формации 38—42 м. Горючие сланцы низкосортные с теплотой сгорания менее 2000 ккал/кг. По данным Л. М. Натапова, содержание углерода в них 12—18%. Следующая эпоха образования «горючих сланцев» — поздняя пермь. Сланцы, по данным И. К. Яковлева, приурочены к угленосным глинисто-песчаным отложениям дегалинской свиты (бассейн Ту-тончаны).

ПРИНЦИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

Для чехла платформ составляются схемы тектонического районирования, основывающиеся на различных принципах, на оболочечном и структурно-формационном уровнях. Тектоническое районирование оболочечного уровня, как правило, учитывает суммарную структуру чехла, не учитывая характер ее вещественного наполнения. Тектоническое районирование чехла платформы на структурно-формационном уровне проводится на генетической или геометрической основе. При районировании, базирующемся на генетических признаках, отдельные регионы платформы относятся к различным генетическим типам структур (перикратоны, приорогены, авлакогены и т. п.), как правило, независимо от того, вскрыты ли они на поверхности в настоящее время или погребены. При районировании на геометрической основе выделяются крупные морфоструктурные формы — синеклизы, антеклизы, моноклизы и др., в строении которых участвуют разнотипные струк-

турно-формационные комплексы разновозрастных структурных ярусов. С нашей точки зрения, выделение крупных морфоструктур по современному тектоническому плану, сложенных фрагментами структурно-формационных комплексов, сформировавшихся в результате не одного, а нескольких тектонических режимов (этапов), не раскрывает их истинной тектонической природы. Только структурные ярусы и слагающие их структурно-формационные комплексы (надпорядковые структуры), выделяемые по формационному (структурно-вещественному) составу, раскрывают историко-тектонические аспекты развития чехла платформ. При таком районировании вначале выделяются самые крупные структурные объекты, относящиеся к объектам одного порядка — структурным ярусам. В пределах структурных ярусов выделяются осложняющие их структурно-формационные комплексы. Всего выделяется пять генетических типов структурно-формационных комплексов: перикратонные, приорогенные, хатакратонные, авлакогенные и филократонные [140]. В пределах структурно-формационных комплексов выделяются структурные элементы следующей градации, порядка и т. д.

Тектоническое районирование чехла платформы — это классификация его частей по их вещественному составу и структурным формам с учетом истории развития. При тектоническом районировании платформ также необходимо учитывать как характер и изменчивость мощности земной коры, так и поведение других глубинных разделов планеты.

По Сибирской платформе наиболее полон материал, характеризующий верхнюю часть осадочно-вулканогенного чехла, вскрытую эрозионным срезом. По глубоким частям разреза сведения беднее и неравномерны по площади. Строение более глубоких структурных комплексов на платформе выясняется на основе палеоструктурного анализа с учетом вскрытых скважинами частей осадочного чехла. Структурно-формационным анализом чехла Сибирской платформы [39, 140] выявлена сложная гамма структурно-формационных комплексов (и областей), различающихся как формационным наполнением, так и структурными формами, нередко сменяющимися друг друга по вертикали, изменяющимися структурные планы отдельных этапов развития платформы.

Структурно-формационный комплекс формируется в результате определенного тектонического режима. Только изучение структурно-формационных особенностей комплекса платформы позволяет восстанавливать условия тектонического режима, при котором он сформировался. Тектонический режим и тип структурно-формационного комплекса взаимосвязаны. Крупные современные структуры платформы (антеклизы, моноклизы, краевые прогибы и др.), сложенные несколькими структурно-формационными комплексами, формировались в результате не одного, а нескольких тектонических режимов. Каждый последующий режим в какой-то мере перерабатывал ранее сформировавшиеся структурно-формационные комплексы.

Изложенные принципы тектонического районирования чехла платформ раскрывают сложность его многоярусного строения со сменяющимися во времени разнотипными надпорядковыми структурами (структурно-формационными комплексами), переработанными последующими движениями.

При тектоническом районировании чехла платформ необходимо выделять структурно-формационные комплексы разновозрастных (по принадлежности к структурному ярусу или подъярусу чехла платформы) и разнотипных (по принадлежности к генетическим типам надпорядковых платформенных структур) структурно-формационных областей и зон. При характеристике этих структурно-формационных комплексов, часто переработанных последующими более молодыми движениями и вскрытых фрагментарно, учитываются их современные структурные формы, отражающие положение комплексов в современной структуре региона.

ПРИНЦИПЫ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ, СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ И КЛАССИФИКАЦИЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ОБЛАСТЕЙ

Металлогеническое районирование опирается на тектоническое районирование, выполненное на основе структурно-формационного анализа с учетом характера глубинных разделов земной коры. Структурно-формационный анализ чехла платформы позволил раскрыть полициклический характер его развития, проявившийся в ряде последовательных самостоятельных тектонических этапов (и подэтапов) с присущими каждому из них структурно-формационными областями (и зонами) определенного генетического типа. Генетический тип структурно-формационных областей определяет пространственные закономерности распределения полезных ископаемых. Стадийность развития структурно-формационных областей, отражающаяся в рядах формаций, раскрывает временные закономерности распределения рудоносных и рудных формаций.

С металлогеническим районированием тесно связаны понятия пространственного (металлогеническая провинция, область, зона и т. д.) и временного (металлогенический этап, эпоха) планов.

До сих пор нет единого подхода к выделению основных пространственных металлогенических таксонов — металлогенических областей и провинций. Нередко провинции на платформах выделяют по географическому принципу, охватывая все полезные ископаемые, известные в том или ином географическом регионе. Такой подход к выделению металлогенических провинций не несет элементов металлогенического прогноза, поэтому нецелесообразен. Еще Ю. А. Билибин показал, что нельзя понимать под металлогенической провинцией территории, характеризующиеся лишь чертами своей металлогении [13, с. 6]. По его мнению, в основу выделения металлогенических провинций следует положить принцип их происхождения, поскольку процессы образования руд-

ных месторождений «теснейшим образом связаны с осадконакоплением, тектоническими движениями, магматической деятельностью и метаморфизмом» [13, с. 13]. Другими словами, для выделения металлогенических провинций важнейшее значение имеют структурно-формационный анализ территории, история ее развития.

В. И. Смирнов [256] предложил выделять металлогенические провинции по принципу оконтуривания площадей, содержащих месторождения определенной эпохи. Им выделяются семь металлогенических эпох: альпийская, киммерийская, герцинская, каледонская, синийская, протерозойская, архейская. При этом В. И. Смирнов отмечает, что не исключается возможность районирования на основе выделения различных типов структур. Этот принцип для выделения провинций платформ вполне целесообразен, поскольку он учитывает «время» образования месторождений, а определенному времени здесь всегда соответствует определенная стадия развития структурно-формационной области, которой свойственно образование определенных формаций, в том числе рудоносных и рудных. По сути дела, при таком подходе к выделению провинций также используется структурно-формационный принцип районирования.

Е. Т. Шаталов [33, 89, 162, 332, 333, 334] предлагает выделять металлогенические провинции по крупным структурам земной коры — геосинклиналям или их системам, щитам и платформам. По Е. Т. Шаталову, металлогенические провинции формируются в течение одного-двух тектоно-магматических циклов или их резко проявленных отдельных этапов и объединяют разнообразные взаимосвязанные рудоносные площади (металлогенические зоны, области, районы). При таком определении провинций каждая из древних платформ относится к единой провинции. В то же время в пределах платформы, в частности Сибирской, развивавшейся циклично, может быть выделено несколько провинций, сформировавшихся в течение одного-двух тектоно-магматических циклов, что соответствует образованию одного-двух ярусов или (по времени) одного-двух этапов развития платформы. *

Металлогеническая провинция в понимании А. И. Семёнова [249] охватывала обширную (складчатую или платформенную) область определенного периода и типа геологического развития с характерными для нее ассоциациями месторождений рудных и тесно связанных с ними нерудных полезных ископаемых. В дальнейшем это определение трансформировалось [250] и стало менее определенным: металлогеническая провинция представляет собой обширный складчатый или платформенный участок земной коры определенного периода и типа направленного металлогенического развития с характерными для него ассоциациями месторождений полезных ископаемых. Если область «определенного периода и типа геологического развития» легко себе представить, то «участок земной коры определенного периода и типа» понятие весьма туманное. Весь ли период существования этого участка

земной коры подразумевают А. И. Семенов, Ю. Г. Старицкий и Е. Т. Шаталов либо определенный период геологического времени? Еще менее ясно, что такое «тип направленного металлогенического развития». Отсюда, видимо, следует неопределенность и в отношении выделения и обоснования конкретных провинций, на что обращалось внимание ряда исследователей [12, 347].

Понятие «металлогенная ассоциация» М. И. Ицксона [93, 350], включающее сообщество геологических образований, приуроченных к определенной структуре и определенному отрезку времени, с которыми связаны определенные геохимические типы месторождений, в нашем понимании по сути дела определяет металлогеническую провинцию.

И. Г. Магакьян [136] под металлогенической провинцией понимает участки земной коры, характеризующиеся общностью геологического строения и развития, а следовательно, общностью и определенной спецификой минерализации. Такое определение близко к пониманию провинций Ю. А. Билибиным.

Четко выражен принцип районирования и классификации металлогенических провинций у Г. А. Твалчрелидзе [177], который считает, что металлогеническое районирование должно базироваться на тектонической основе, и предлагает применять металлогенические понятия в соответствии с тектонической стадийностью, а металлогенические эпохи в возрастных рамках тектонических циклов. Тектонические циклы, по его мнению, как в пределах геосинклиналей, так и в пределах платформ являются следствием единой причины, что безоговорочно принимается и нами.

Обзор работ, посвященных металлогеническому районированию, а также принципы выделения и классификации рудоносных провинций (и других металлогенических таксонов) приведены в ряде работ Е. Т. Шаталова [89, 162, 333 и др.] и А. Д. Щеглова [346, 347], поэтому подробнее историю развития взглядов, касающихся выделения и классификации металлогенических провинций вообще, мы не рассматриваем (табл. 3), тем более что основная часть работ касается металлогенических исследований подвижных областей и областей автономной активизации. Далее мы остановимся на этих вопросах лишь в связи с изучением металлогении платформ.

Специфика истории развития и строения чехла платформ [139, 140, 147], выражающаяся в многократном наложении различных по происхождению разновозрастных структурно-формационных областей (металлогенических областей и провинций), не позволяет полностью использовать имеющиеся термины металлогенического анализа [250, 333]. В применении к платформам они нуждаются в ряде уточнений. Некоторые уточнения уже были внесены нами ранее [147, 148].

Разногласия, возникающие при толковании термина «металлогеническая провинция», возникают из-за неточности самого термина, который помимо обозначения площадной единицы приобретает и объемное значение. В частности, в Геологическом словаре [40] гово-

Таблица 3
Сопоставление рудоносных площадей, выделяемых разными авторами

Размер рудоносных площадей	По Е. Т. Шаталову [332, 333]	По А. С. Великому [28]	По И. Г. Магакьяну [136]	По Г. А. Твалчредидзе [177, 290]	По А. Д. Шеглову [347]	Принимаемые в настоящей работе
Планетарные	—	—	—	—	Планетарный металлогенический пояс	Металлогенный мегаблок
Весьма крупные	Металлогенический пояс, металлогеническая провинция	—	Металлогенический пояс	Металлогенический пояс	—	Металлогенический пояс
Крупные		—	—	Металлогеническая область	Металлогеническая провинция (область)	Металлогеническая провинция (область)
		Металлогеническая провинция	Металлогеническая провинция	Металлогеническая провинция		
Средние	Металлогеническая зона (область), рудный пояс	Рудный пояс, рудный район	Металлогеническая субпровинция или рудный пояс	Металлогеническая зона	Рудный пояс Металлогеническая зона (район)	Металлогеническая зона (район)
Небольшие	Рудная зона (район), рудный узел	—	—	Рудная зона (район)	Рудная зона (район)	Рудная зона (район)
Мелкие	Рудное поле	Рудное поле	—	Рудное поле, рудное месторождение	—	Рудный узел, рудное поле
	—	Рудное тело, рудный столб	—	Рудное тело	—	Рудная формация, рудное тело

рится, что металлогеническая провинция — это область (площадная единица), рудные месторождения которой имеют общие черты и генетическое родство в связи с геологическими процессами, протекавшими в этой области. При характеристике этого термина Е. Т. Шаталовым [333] и А. И. Семеновым и др. [250] предлагается уже объемное значение термина: металлогеническая провинция — это участок земной коры определенного типа. При характеристике провинций платформы упомянутые авторы в состав одной провинции включают образования (металлогению) нескольких плитных структурных ярусов, а иногда и нижнего этажа платформы — фундамента, т. е. образования всех структурных единиц, слагающих платформу и формировавшихся в течение ряда тектономагматических циклов (не говоря о совершенно ином характере металлогении фундамента, формировавшегося в условиях подвижной области), нарушая основной принцип, заложенный ими же в понимание термина «металлогеническая провинция» как структурно-металлогенической единицы, образовавшейся в течение одного — двух тектономагматических циклов. В таком виде, как это предложено упомянутыми авторами [250, 333] для платформ, металлогеническая провинция ничего определенно не представляет ни в тектоническом, ни во временном отношении.

При металлогеническом районировании Восточно-Европейской платформы Е. Е. Захаров [78] выделил типы металлогенических провинций по сходству рудных формаций без учета структурно-формационных особенностей. При этом к единой провинции относятся части различных геологических структур.

Ю. Г. Старицким [169, 250, 270] произведено металлогеническое районирование Сибирской платформы по сонахождению полезных ископаемых в пределах отдельных участков платформы только по географическому принципу, независимо от структурных и формационных особенностей их формирования. При выделении провинций не учитываются ни общность геологического строения, ни определенный временной интервал развития платформы. В частности, в пределах «Якутской провинции» объединена металлогения структур фундамента и чехла [169]. Временной интервал металлогенической провинции весьма неопределен и охватывает отрезок от архея до кайнозоя. В пределы провинции входит «субпровинция» Анабарского щита, формировавшаяся в условиях подвижной области, последняя впоследствии Г. И. Кавардиным [95] выделена в особую провинцию. В пределы «Тунгусской металлогенической провинции» [169] попадают территории развития верхнепротерозойских образований Туруханского и Игарского поднятий, отложения раннепалеозойских Приенисейской моноклизы и Ангарской синеклизы и позднепалеозойско-раннемезозойской Тунгусской синеклизы, формировавшихся в различные этапы развития платформы и содержащих рудные формации различных (во времени и в пространстве) структурно-формационных зон от докембрия до кайнозоя включительно. То же касается и «Ан-

гаро-Ленской провинции» [270], выделение которой не обусловлено каким-либо структурным или временным единством. В пределах последней отмечаются месторождения от вендско-раннепалеозойского до кайнозойского этапов развития чехла платформы. В ее пределах рассматриваются кембрийские соли и нефть, ордовикские и силурийские стратиформные рудопоявления меди и полиметаллов, вплоть до ильменитовых россыпей юрского возраста.

Выделение провинций на платформах по географическому принципу [169, 270] на современном этапе изученности чехла платформы, учитывая проведенный структурно-формационный анализ [39, 140], не отображает в должной мере закономерностей распределения полезных ископаемых.

Нами в основу металлогенического районирования и классификации металлогенических провинций положен структурно-формационный принцип, являющийся единственно возможной основой прогноза полезных ископаемых [146, 147, 347]. Этот принцип позволяет выделять типы металлогенических провинций (областей) с учетом определенных геолого-структурных условий их формирования и выявления связи месторождений с той или иной геологической (осадочной, вулканогенно-осадочной, магматической и др.) формацией.

Под металлогенической провинцией (областью) мы понимаем часть платформы (нередко весьма обширную), контролируемую структурно-формационной областью, которой свойственна определенная металлогения, обусловленная тем или иным структурным режимом, специфическим осадконакоплением и магматизмом. Типы металлогенических провинций чехла платформы определяются структурно-формационными областями, среди которых выделяются пять типов: филократонный, хатакратонный, перикратонный, приорогенный и авлакогенный, контролирующие рудные формации как экзогенного, так и эндогенного происхождения. Для филократонных металлогенических провинций характерно широкое развитие корообразования с присущими им рудными формациями. Вдоль сочленения филократонов со смежными авлакогенами и другими областями интенсивных движений проявляются следующие рудные формации: сульфидная никелево-медная, апатит-магнетитовая, флогопитовая, кимберлитовая и др. Продукты разрушения кор выветривания обычно захороняются в соседних хатакратонных металлогенических провинциях, где с ними могут быть связаны рудные формации бокситов, россыпей алмазов, ильменита и т. д. К хатакратонным металлогеническим провинциям также приурочены галититовая, угольная, графитовая, фосфоритовая, гематит-лимонитовая, магномагнетитовая, исландского шпата, барит-целестиновая рудные формации, а также свинцово-цинковая, титаномагнетитовая и халькопирит-пирротиновая минерализация. К перикратонным металлогеническим провинциям тяготеют рудные формации фосфоритовая и гематит-лимонитовая, а также марганцевая минерализация. Для

приорогенных металлогенических провинций характерны рудные формации медистых песчаников и сланцев, каменных и бурых углей, а также стратиформная свинцово-цинковая минерализация и др. С авлакогенными металлогеническими провинциями связаны апатит-магнетитовая, флогопитовая, редкометалльно-карбонатитовая, перовскит-титаномагнетитовая, нефелиновая, сульфидная никелево-медная рудные формации. Нередко они проявляются в пределах смежных филократонов. Металлогеническая провинция, так же как и контролирующая ее структурно-формационная область, зарождается и формируется в течение одного тектонического этапа развития платформы или даже одной стадии развития этапа. Это собственно палеопровинция.

Не вся территория провинции рудоносна. Обычно рудоносны лишь отдельные металлогенические зоны или рудные районы, выделяющиеся в ее пределах и характеризующиеся в общем сходной структурной позицией, набором осадочных и магматических формаций (поскольку они принадлежат к одной провинции), но с элементами некоторых различий между ними. Металлогеническая провинция (палеопровинция) охватывает площадь размером десятки тысяч — несколько миллионов квадратных километров.

Меньше разногласий при определении более крупных и меньших по размеру металлогенических подразделений. К более крупным металлогеническим единицам для подвижных областей относится [177, 333, 347 и др.] планетарный металлогенический пояс (Тихоокеанский, Средиземноморский и др.), в пределы которого может входить несколько металлогенических провинций.

На платформах также могут быть выделены более крупные металлогенические единицы, слагающиеся из ряда палеометаллогенических провинций. Такими единицами могут быть отдельные металлогенные мегаблоки земной коры, отделенные друг от друга крупными трансконтинентальными зонами разломов (возможно, рифтогенными структурами). Мегаблоки такого типа имеют специфическую историю развития [140] и характерные, нередко повторяющиеся во времени особенности металлогении. На Сибирской платформе примером может являться Тунгусский мегаблок, в пределах которого имеется неоднократное повторение (поздний рифей, кембрий, триас) медьсодержащих рудных формаций как экзогенного, так и эндогенного происхождения. Накопление медных руд в течение нескольких эпох свидетельствует либо о перетолжении рудного вещества древних образований в процессе формирования последующих молодых месторождений, либо о длительной геохимической устойчивости глубинных рудогенерирующих процессов этой территории.

Вторым примером является Анабаро-Алданский мегаблок с неоднократным проявлением ийолит-карбонатитовой и кимберлитовой формаций (поздний рифей, средний палеозой, ранний мезозой, поздний мезозой). На всем протяжении развития Сибирской платформы зоны сопряжения мегаблоков и их границы яв-

лялись наиболее магмо- и рудоактивными структурами. Именно с этими зонами связаны многие эндогенные рудные формации.

Кроме того, на платформах могут быть выделены металлогенические пояса, объединяющие однотипные разновозрастные металлогенические провинции (или зоны) и имеющие весьма значительную протяженность. Например, перикратонный неопротозойский железорудный пояс, протягивающийся вдоль западной, южной и юго-восточной окраин Сибирской платформы не менее чем на 3000 км, приорогенный Восточно-Сибирский эпипротозойский меденосный пояс, прослеживающийся вдоль той же окраины платформы, и т. п.

Внутри провинций выделяются металлогенические субпровинции [16] или металлогенические зоны и районы.

Провинции, по существу, определяются набором металлогенических зон, располагающихся внутри них [89, 249, 250, 256, 332, 333, 334]. Металлогенические (структурно-формационные) зоны представляют собой эмбриональные ячейки, сочетание которых определяет металлогеническую специфику отдельных рудных провинций [177]. А. Д. Шеглов [347] называет металлогеническую зону основной металлогенической единицей, а выявление металлогенических зон считает главной задачей регионального металлогенического анализа.

Одни исследователи [33, 89, 162, 249, 250] основным признаком выделения металлогенических зон для эндогенных полезных ископаемых считают наличие тех или иных магматических формаций (комплексов) с присущей им металлогенической специализацией, другие [177, 256, 290, 325, 350] отдают предпочтение структурным факторам. Видимо, необходимо в равной мере учитывать оба фактора.

Основными факторами при выделении металлогенических зон и рудных районов для экзогенных рудных формаций являются структурный и формационный [146] в сочетании с палеоструктурным, палеогеографическим, стратиграфическим, литологическим фациальным, климатическим и другими критериями.

Металлогеническая зона (район) — это линейная (или неправильной формы) рудоносная часть металлогенической провинции, протягивающаяся на сотни километров в длину и до нескольких десятков километров в ширину. Контролируется она структурно-формационными зонами, которые в свою очередь определяются структурами более высоких порядков (поднятиями, впадинами, разломами), чем металлогенические провинции. В пределах зоны локализуются месторождения одной или нескольких рудных формаций, проявляющихся в определенных геолого-тектонических условиях, благоприятных для образования специфических рудоносных магматических и осадочных формаций. Зона охватывает образование одной стадии тектонического этапа или части стадии. Каждому этапу развития платформы свойственны присущие только ему металлогенические зоны. Для эндогенных полезных ископаемых зоны определяются сквозькоровыми разломами.

Рудная зона (район) — это часть металлогенической зоны (района), характеризующаяся развитием месторождений определенной рудной формации или отдельных их типов [347]. По мнению А. Д. Щеглова, термин «рудный район» имеет географическое или промышленно-экономическое значение. Рудные зоны обычно разделены безрудными участками либо участками, содержащими минерализацию в виде рассеянного оруденения. Рудная зона (район) характеризуется общностью геологического строения с металлогенической зоной, частью которой она является. В ее пределах развита одна ведущая рудная формация, связанная с определенной магматической, вулканогенно-осадочной или осадочной формацией. В пределах рудной зоны (района) может быть ряд второстепенных рудных формаций, связанных с той же или с другими геологическими рудоносными формациями. В пределах рудных зон (районов) месторождения локализируются в еще более мелких единицах — рудных узлах и полях. Длина и ширина рудных зон (районов), по данным Е. Т. Шаталова, до нескольких десятков километров, обычно не более 150—200 км. Площадь их тысячи — несколько десятков тысяч квадратных километров. Примером рудных районов являются Норильско-Хараелахский никелевый, Ангаро-Илимский железорудный и др.

Рудный узел отличается определенным типом рудных формаций. Группировка месторождений в рудный узел обусловлена единичными причинами: глубинным разломом и рядом однотипных интрузивных массивов, внедрившихся благодаря этому разлому; наличием единой пликативной структуры высокого порядка, контролировавшей образование месторождений; пересечением разломом литолого-стратиграфического уровня, благоприятного для концентрации оруденения, и т. д. Рудные узлы являются частями более крупных металлогенических единиц — рудных зон, районов и в свою очередь состоят из рудных полей. Ряд исследователей [28, 95] рудные узлы приравнивают к рудным полям, против чего возражает Е. Т. Шаталов [333], считая, что размер рудных узлов (до 1000—1500 км²) значительно превышает размер рудных полей (обычно 10—20 км², реже несколько десятков квадратных километров). Примером рудных узлов на Сибирской платформе являются Норильский [163], Имангдинский, Маньзинский и др.

Рудное поле — небольшая рудоносная площадь с разновозрастными, генетически связанными между собой месторождениями или рудными телами, приуроченными к благоприятным для оруденения участкам осадочных или магматических пород. В случае эндогенных рудных формаций рудное поле может быть приурочено к какому-либо интрузивному массиву, обнаженному на поверхности или залегающему на глубине.

Таким образом, для металлогенического районирования платформ целесообразна следующая иерархия металлогенических подразделений: металлогенный мегаблок земной коры, металлогенический пояс, металлогеническая провинция (область), металлогене-

ническая зона (район), рудная зона (район), рудный узел, рудное поле, рудная формация, рудное тело (см. табл. 3).

Понятия «металлогенический этап» или «металлогеническая эпоха», обозначающие время становления металлогенических провинций (областей или зон), еще менее определены, особенно по отношению к платформам. Да и в применении к подвижным областям они часто имеют неоднозначную трактовку. Е. Т. Шаталов [333] дал обзор представлений о термине «металлогеническая эпоха», принадлежащих В. Линдгрёну, Ю. А. Билибину, Ф. С. Тюрнору, В. И. Смирнову, И. Г. Магакьяну, Г. А. Твалчрелидзе, и показал, что термин «металлогеническая эпоха» является несколько неопределенным. В большинстве характеристик имеется указание на то, что металлогенические эпохи отвечают по интервалу времени орогенической эпохе (В. Линдгрён, Ф. С. Тюрнор) или тектоно-магматическому циклу, соответствующему орогенической эпохе (В. И. Смирнов, Г. А. Твалчрелидзе, И. Г. Магакьян). Однако В. Линдгрён металлогеническими эпохами называет и более короткие промежутки времени, благоприятные для отложения полезного ископаемого. Ф. С. Тюрнор к металлогеническим эпохам или периодам относит различные интервалы времени, иногда порядка геологических периодов или фаз складчатости, в течение которых отложение металлов происходило наиболее резко. В Геологическом словаре [40] металлогенической эпохой (для магматогенных месторождений) называется отрезок геологического времени, характеризующийся интенсивным развитием рудообразования. По Е. Т. Шаталову [333], «металлогеническая эпоха — это отрезок геологического времени с развитием процессов эндогенного оруденения, отвечающий тектоно-магматическому циклу (орогенной эпохе); характеризуется обычно более резкими проявлениями одного преобладающего типа минерализации. В пределах металлогенических эпох можно выделить отдельные этапы эндогенного оруденения, отвечающие этапам тектоно-магматического цикла. Этап эндогенного оруденения металлогенической эпохи — период геологического времени формирования эндогенного оруденения, соответствующий одному из последовательных этапов превращения геосинклиналей в платформы. Различаются три основных этапа формирования оруденения: ранний доскладчатый, средний соскладчатый и поздний послескладчатый, соответствующие начальным и ранним, средним, поздним и конечным этапам тектоно-магматического цикла» (с. 17). Определение металлогенической эпохи у Е. Т. Шаталова, как и у его предшественников, относится только к геосинклинально-складчатым областям.

Для платформ определение металлогенических (минерагенических) этапа и эпохи дано авторами в 1974 г. [147] в соответствии с тектоническими этапами и стадиями их развития.

Металлогенический этап развития платформы — это отрезок времени (100—400 млн. лет), совпадающий с одним тектоническим этапом развития платформы, в течение которого происходит после-

Корреляция доверхоанских тектонических этапов, подэтапов и стадий развития Сибирской платформы и тектонических циклов и стадий подвижных зон ее ближайшего обрамления

Этап	Сибирская платформа		Подвижные зоны обрамления Сибирской платформы	
	Подэтап	Стадия	Цикл	Стадия
Среднепалеозойский	Девонский	Эмерсивная Регрессивная Трансгрессивная	Герцинский	Орогенная
	Среднеордовикско-раннедевонский	Регрессивная Инундационная Трансгрессивная		Геосинклинальная
Вендско-раннепалеозойский	Среднекембрийско (майский век)-раннеордовикский	Эмерсивная Регрессивная	Каледонский	Орогенная
	Вендско-среднекембрийский (амгинский век)	Регрессивная Инундационная Трансгрессивная		Геосинклинальная
Эпипротозойский (1000—650 млн. лет)		Эмерсивная Регрессивная Инундационная	Байкальский	Орогенная
Неопротозойский (1600—1000 млн. лет)		Эмерсивная Инундационная Трансгрессивная		Геосинклинальная
Мезопротозойский (2000—1600 млн. лет) Протоприорогенный		Эмерсивная Регрессивная	Карельский	Протоорогенная
Палеопротозойский (2500—2000 млн. лет) Протоавлакогенный		Инундационная Трансгрессивная		Протогеосинклинальная

Таблица 5

Схема сопоставления тектонических, формационных и металлогенических понятий в применении к чехлу платформ

Порядок явлений	Периодизация геологических явлений		Формационное	
	тектоническая	металлогеническая	осадочные формации	магматические формации
1	Тектонический цикл или мегаэтап (начальный и финальный этапы)	Металлогенический мегаэтап	Несколько рядов формаций	Несколько семейств формаций
2	Тектонический этап (начальный или финальный)	Металлогенический этап	Ряд формаций	—
3	Тектонический этап (начальный или финальный)	Металлогенический этап	Ряд формаций	Несколько семейств формаций
4	Стадия тектонического цикла	Металлогеническая эпоха	Часть ряда формаций или одна формация	Семейство формаций
5	—	—	Формация	Формация
6	—	—	Часть формации	Формация

подразделение	Районирование		
	рудные формации	тектоническое	структурно-формационное
Две серии рудных формаций	Два плитных яруса	Несколько структурно-формационных областей	—
Серия рудных формаций	Группа однотипных надпорядковых структур плитного яруса	Несколько однотипных структурно-формационных областей	Металлогенический пояс
Серия рудных формаций	Плитный ярус, надпорядковые структуры	Структурно-формационная область	Металлогеническая провинция или область
Группа рудных формаций (может включать ряд рудных формаций) или одна рудная формация	Прогибы, синеклизы, впадины, поднятия, глубинные разломы	Структурно-формационная зона	Металлогеническая зона (район)
Группа рудных формаций (может включать горизонтальные и вертикальные ряды) или одна рудная формация	Валы, мульды, впадины, разломы	Структурно-формационная подзона	Рудная зона (район)
Рудная формация	Брахантиклинали, брахисинклинали, грабен-синклинали, периклинали, мульды, разломы и др.	—	Рудный узел, рудное поле

довательное формирование рудоносных геологических формаций — осадочных, эндогенных, кор выветривания; минерагенический этап состоит из отдельных минерагенических эпох.

Металлогеническая эпоха — «...промежуток времени, благоприятный для образования месторождений одного полезного ископаемого или месторождений нескольких полезных ископаемых, формировавшихся в сходных условиях. Как правило, эпоха отвечает стадии или части стадии развития структурно-формационной зоны этапа» [147, с. 6].

Г. А. Твалчрелидзе и др. [177] предлагают временные металлогенические понятия применять в соответствии с тектонической стадийностью. Металлогенические эпохи ими выделяются в возрастных рамках тектонических циклов, по аналогии с которыми различаются этапы (геосинклинальный, орогенный) и стадии (ранне-, позднегеосинклинальная, ранне-, позднеорогенная) металлогенических эпох.

Тектонические циклы, выделяемые в развитии подвижных складчатых геосинклинальных областей, как это показано последними работами [139, 140, 147, 148 и др.], четко различаются и на Сибирской платформе (табл. 4). Каждому докембрийскому тектоническому циклу (карельскому, байкальскому) геосинклинально-складчатых областей отвечают по два платформенных этапа. Начальные платформенные этапы тектонических циклов соответствуют по времени геосинклинальным этапам, финальные — орогенным. Каждому фанерозойскому тектоническому циклу в обрамлении (каледонскому, вариссийскому, герцинскому) на платформе отвечает один этап, состоящий из двух подэтапов (которые можно рассматривать, так же как и докембрийские, в ранге этапов). Начальный подэтап платформы отвечает геосинклинальным этапам в обрамлении, поздний — орогенным этапам (см. табл. 4). Криптозойские этапы и фанерозойские подэтапы начала тектонических циклов характеризуются формациями преимущественно трансгрессивных и инундационных стадий развития, этапам и подэтапам верхней части цикла отвечают в основном формации регрессивных и эмерсивных стадий.

В соответствии с тектонической стадийностью на платформе также целесообразно применять временные металлогенические понятия (табл. 5). Металлогенические этапы следует выделять в ранге тектонического этапа или подэтапа, металлогенические эпохи — в рангах тектонических стадий или их частей. В течение металлогенического этапа происходит последовательное формирование рудоносных и рудных формаций как экзогенного, так и эндогенного происхождения в соответствии с тектонической стадийностью, определяющей конкретные металлогенические эпохи. Трансгрессивные стадии определяют металлогенические эпохи образования рудных формаций фосфоритовой, гематит-лимонитовой, а также марганцевой и металлоносных песчаников и конгломератов. Металлогенические эпохи образования свинцово-цинковой рудной формации в карбонатных породах связаны с инунда-

ционной стадией развития этапа. Металлогенические эпохи накопления рудных формаций медистых песчаников и сланцев, каменноугольной и галититовой определяются регрессивной стадией развития структур. Металлогенические эпохи эндогенных рудных формаций (сульфидная никелево-медная, магномагнетитовая, исландского шпата, цеолитово-медная, барит-целестиновая, свинцово-цинковая, перовскит-титаномагнетитовая, хризолитовая, нефелиновая, флогопитовая, апатит-магнетитовая, редкометально-карбонатитовая, кимберлитовая) и формаций кор выветривания (бокситовая и металлоносных песков) связаны с эмерсивными стадиями развития этапов чехла платформ, металлогенические эпохи переотложенных формаций кор выветривания (металлоносные россыпи) — с ранними стадиями следующего этапа.

На Сибирской платформе однотипные рудоносные и рудные формации проявлялись неоднократно на определенных стадиях развития сходных структурно-формационных областей. Известно несколько эпох образования сходных осадочных и магматических рудоносных формаций [140, 148].

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Металлогенический анализ чехла платформы базируется на структурно-формационном анализе, палеотектоническом районировании и геофизических данных о глубинном строении земной коры. Металлогения рассматривается для всех тектонических этапов развития чехла платформы. В чехле Сибирской платформы выделяются палеопротозойский (2500—2000 млн. лет), мезопротозойский (2000—1600 млн. лет), неопротозойский (1600—1000 млн. лет), эпипротозойский (1000—650 млн. лет), вендско-раннепалеозойский с вендско-среднекембрийским и среднекембрийско-раннеордовикским подэтапами, среднепалеозойский со среднеордовикско-нижнедевонским и девонским подэтапами, позднепалеозойско-раннемезозойский с позднепалеозойским и раннемезозойским подэтапами, средне-позднемезозойский и кайнозойский тектонические этапы развития [139, 140, 147, 148].

Тектонические этапы криптозоя и тектонические подэтапы фанерозоя образуют начальные (ранние) и финальные (поздние) этапы шести тектонических циклов в чехле Сибирской платформы. Протоплатформенные палеопротозойский и мезопротозойский этапы тектонического развития относятся к карельскому тектоническому циклу. Палеопротозойский протоплатформенный этап синхронен протогеосинклинальному раннекарельскому этапу, а мезопротозойский протоплатформенный — протоорогенному позднекарельскому. Криптозойские — неопротозойский и эпипротозойский — этапы синхронны соответственно раннебайкальскому геосинклинальному и позднебайкальскому орогенному этапам байкальского тектонического цикла в обрамлении платформы. Фанерозойские вендско-среднекембрийский и среднекембрийско-раннеордовикский подэтапы вендско-раннепалеозойского этапа по времени отвечают соответственно раннекаледонскому геосинклинальному и позднекаледонскому орогенному этапам каледонского тектонического цикла в обрамлении платформы. Среднеордовикско-нижнедевонский и девонский подэтапы среднепалеозойского этапа развития платформы синхронны образованиям соответственно геосинклинального и орогенного этапов герцинского тектонического цикла за пределами платформы (см. табл. 4). Позднепалеозойско-раннемезозойский и средне-позднемезозойский тектонические этапы развития Сибирской платформы формировались в течение верхоянского тектонического цикла, характерного для северо-востока Азии. В платформенные этапы развития этого цикла проявляются преимущественно формации регрессивной и эмерсивной стадий.

Начальные и финальные платформенные этапы (или подэтапы) единого тектонического цикла различаются между собой характерным структурным планом, рядами формаций, стадиями развития, типами надпорядковых структур (структурно-формационных областей и зон) и металлогенической специализацией.

Структурные ярусы, образовавшиеся в результате развития ранних и поздних этапов тектонического цикла, пространственно совмещены, но разнонаправленны. На структурном ярусе раннего этапа или подэтапа после инверсии со структурным несогласием залегают структурный ярус позднего этапа или подэтапа. Для раннего этапа типичны семейства формаций обломочных пород трансгрессивного строения, пестроцветных и сероцветных терригенно-карбонатных и карбонатных пород, трансгрессивная и инундационная стадии, перикратонные и авлакогенные структуры. Поздним этапам свойственны семейства формаций сульфатно-карбонатных, обломочных регрессивного строения, соленосных, угленосных, магматических основных — ультраосновных, щелочно-ультраосновных и щелочно-основных пород, а также кор выветривания, регрессивная и эмерсивная стадии, приорогенные структуры, долгоживущие разломы ревивирующих авлакогенов (рифтов?). Магматические формации основных пород, коры выветривания, а также развитие филократонных и хатакратонных структур характерно как для позднего, так и для раннего этапа. Иногда в угнетенной форме на ранних и поздних этапах или подэтапах могут появиться чуждые им формации.

Металлогеническая специализация ранних этапов (подэтапов) определяется металлогеническими эпохами формирования рудных формаций, связанных с трансгрессивной (фосфоритовая платформенная, гематит-лимонитовая, металлоносных песчаников и конгломератов, марганцевая) и инундационной (свинцово-цинковая в карбонатных породах) стадиями; металлогеническую специализацию поздних этапов (и подэтапов) характеризуют металлогенические эпохи образования рудных формаций регрессивной (медистых песчаников и сланцев, галититовая, каменноугольная, буроугольная) и эмерсивной (сульфидная никелево-медная, магномагнетитовая, исландского шпата, барит-целестиновая, цеолитово-медная, титаномагнетитовая, хризолитовая, флогопитовая, нефелиновая, кимберлитов, графитовая, бурожелезняковая, бокситовая и др.) стадий.

Металлогенический анализ чехла платформы проводится нами по металлогеническим этапам шести тектонических циклов развития планеты. При металлогеническом анализе отдельных этапов учитываются структурный фактор, который охватывает глубинные, региональные и локальные аспекты, формационный, рассматривающий ряды формаций [140], в том числе закономерности проявления в этих рядах рудоносных и рудных формаций, а также литолого-стратиграфический, фациальный, климатический, геохимический и другие факторы и критерии. О различных факторах и критериях, регулирующих распределение рудных формаций,

имеется большое число публикаций [33, 89, 95, 140, 162, 163, 164, 306]. Нами факторы контроля различных полезных ископаемых приведены при описании рудных формаций.

В отличие от устоявшихся взглядов развитие эндогенных процессов в пределах платформ связано с не менее глубинными явлениями, чем в складчатых зонах и областях автономной активизации. Эндогенные формации, проявившиеся на платформах, обусловлены процессами, происходившими, видимо, в верхней мантии, а возможно, и в более глубоких геосферах (нижней мантии и ядре). Об этом в первую очередь свидетельствует характер ряда магматических формаций, а также связанных с ними рудных формаций, и в первую очередь оливинит-габбровой интрузивной с рудной сульфидной никелево-медной формацией, содержащей тяжелые металлы; ийолит-карбонатитовой с рядом рудных формаций, в том числе с апатит-магнетитовой, флогопитовой и др., и кимберлитовой формаций. Все они приурочены к крупным сквозькоровым трансконтинентальным глубинным долгоживущим разломам рифтогенного типа [166], образовавшимся еще на субстрате складчатых комплексов карельского и, возможно, байкальского тектонических циклов, а затем в процессе формирования фанерозойских плитных ярусов, неоднократно ревивировавшихся при наиболее значительных растяжениях земной коры. Эти растяжения совпадали с перестройкой структурного плана платформы в конце тектонических циклов и обуславливали проникновение разломов до глубоких геосфер. Для образования разломов, по мнению М. В. Гзовского, важны деформации земной коры типа поперечного изгиба. Условия для таких деформаций создаются на бортах или крыльях крупных прогибов или поднятий в эмерсивную стадию развития структур чехла. Следствием дифференцированных прогибаний на фоне общего вздымания являются расколы, снижающие давление, вызывающие магмообразование и способствующие продвижению рудоносных флюидов. Основная часть крупнейших, нередко трансконтинентальных зон глубинных разломов, к которым тяготеют перечисленные магматические и рудные формации, имеют субмеридиональное или субширотное (реже диагональное) простирание. Обычно это скрытые («катастрофные») разломы, прослеживающиеся только в геофизических полях [230, 231, 241, 242, 243, 261, 322 и др.] либо намечающиеся по данным дешифрирования космических фотоснимков [92]. Намечаются четыре рудоконтролирующие или рудоконцентрирующие, в понимании И. Н. Томсона и М. А. Фаворской [33], крупные зоны разломов, близких к меридиональному направлению — Приенисейская, Таймыро-Байкальская, Оленёкско-Виллюйская и Сетте-Дабанская, и ряд субширотных; из последних в металлогеническом отношении наиболее важны Енисей-Котуйская и Становая. Все эти зоны разделяют крупные блоки земной коры, нередко имеющие различное строение. Особенно четко и по геофизическим данным и по космическим снимкам трассируется Таймыро-Байкальская зона разломов (Трансазиатский линеамент [217]), разделяющая платфор-

му на два мегаблока — западный и восточный. Линеамент находит отражение и на региональном (структурно-формационном) уровне, являясь периодически своеобразным барьером формационного, структурного, геохимического и металлогенического планов. Линеамент регулирует мощности отложений и смену латеральных рядов формаций [100], специфику магматизма и рудной минерализации.

Наиболее детально глубинное строение Сибирской платформы представлено на схеме К. А. Савинского и М. С. Савинской [243]. Судя по этой схеме, сульфидная никелево-медная формация тяготеет к шовным структурам на границе последних с субокеанической корой, комплекс рудных формаций, связанных с ийолит-карбонатитовой формацией, — к границе шовных структур и гнейсо-гранитной коры, магномангнетитовая рудная формация — к разломам, разделяющим блоки гнейсо-гранитной и гнейсо-базитовой коры, кимберлиты — к границе шовных структур с гнейсо-базитовой корой (см. рис. 3), а также вдоль границы блоков с гнейсо-базитовой и океанической корой. При рассмотрении карты глубинного строения земной коры, составленной В. К. Пятницким, намечаются более общие закономерности. По строению земной коры вся территория Сибирской платформы делится на два крупных мегаблока — восточный и западный, отделяющиеся друг от друга Таймыро-Байкальской зоной разломов. Для западного мегаблока характерна пониженная мощность земной коры, для восточного — более значительная. Строение земной коры у разных авторов, составивших схемы глубинного строения, весьма различно. При большей детализации [243] более общие закономерности затушевываются. Вне зависимости от имеющейся геологической интерпретации геофизических данных о неоднородностях глубинного строения Сибирской платформы можно судить и по преобладающим в различных ее частях продуктам эндогенных процессов. Так, в пределах западного металлогенного мегаблока платформы, расположенного между Приенисейским и Таймыро-Байкальским разломами, развиты преимущественно рудные формации сидерофильные и халькофильные элементов (Fe, Cu, Ni, Co и др.), связанные с магматическими формациями ультраосновных — основных пород и, возможно, с развитием очагов базальтовой магмы либо интрателлурическими флюидами.

Для западного мегаблока земной коры характерны различные рудные формации меди (медистых сланцев и песчаников, цеолитово-медная, сульфидная никелево-медная, намечающаяся медно-молибденовая [105]), магномангнетитовая рудная формация, рудные формации исландского шпата, целестин-баритовая, а также борнит-халькозиновая, титаномангнетитовая, халькопирит-пирротиновая и свинцово-цинковая рудная минерализация. В целом набор этих формаций близок к группам рудных формаций подвижных областей фемического [347] или симатического [93] типов, связанных с ювенильным источником полезных компонентов.

Для восточного мегаблока платформы характерны рудные формации, ассоциирующие главным образом с семейством формаций щелочно-ультраосновных пород. Это перовскит-титаномагнетитовая, апатит-магнетитовая, флогопитовая, хризолитовая, нефелиновая и другие рудные формации, связанные с ийолит-карбонатитовой интрузивной формацией, и рудная формация металлоносных кимберлитов. Как ийолит-карбонатитовая, так и кимберлитовая формации в пределах металлогенного мегаблока проявлялись неоднократно: в конце байкальского, герцинского и ранневерхоянского циклов, а кимберлитовая кроме того в конце поздневерхоянского цикла (средне-позднемезозойского этапа). Для этого мегаблока коры характерны рудные формации, которые при прохождении через более развитую здесь сиалическую оболочку, видимо, заимствуют из последней часть рудной нагрузки и являются полигенными [93], даже базальтовая магма и связанная с ней рудная минерализация имеют здесь двойственный состав.

Широкое развитие в пределах западного блока вулканитов и интрузий нераскисленного толеит-базальтового состава, возможно, обусловлено отсутствием на большей части этой территории зрелой континентальной коры с развитым «гранитным» слоем. Наличие последнего могло бы способствовать раскислению базальтовой магмы при ее продвижении в верхние горизонты коры, появлению магматических пород щелочного состава. Присутствие в пределах восточного мегаблока Сибирской платформы щелочных пород, пересыщенных щелочами базальтов и базальтов с повышенным содержанием как никеля, меди и кобальта, так и калия, фосфора и титана является, вероятно, свидетельством их полигенного происхождения.

Что касается рудных формаций, то необходимо отметить, что наблюдается закономерная унаследованность в формировании в каждом из блоков однотипных рудных формаций. В пределах западного блока эта закономерность особенно четко проявилась для медных рудопроявлений и месторождений осадочного, гидротермального и магматического происхождения, в пределах восточного — для магматических формаций семейства щелочно-ультраосновных пород и рудного комплекса, связанного с ними.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ПРОТОПЛАТФОРМЕННЫХ (ДЕЙТЕРОГЕННЫХ) ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Протоплатформенное (дейтерогенное, эоплатформенное) развитие Сибирской платформы охватывает палеопротозойский ($2500 \pm 100 - 2000 \pm 100$ млн. лет) и мезопротозойский ($2000 \pm 100 - 1600 \pm 50$ млн. лет) этапы, отражающие специфику режима растрескивания и раскальвания консолидированного архейского фундамента платформы, дошедшего до нас в виде протоавлакогенных, грабенообразных (рифтогенных) палеопротозойских и протоорогенных пологих мезопротозойских структурно-формационных ком-

плексов. Протоплатформенные структурно-формационные комплексы обоих этапов развивались синхронно с заложением и развитием протогеосинклинальных трогов и прогибов раннекарельского (палеопротозойского) и протоорогенных структур позднекарельского (мезопротозойского) этапов единого карельского тектонического цикла. Палеопротозойский этап развития троговых структур и протоавлакогенов характеризуется трахибазальт-липаритовой и габбро-гранофировой формациями (радиологический возраст 1930 млн. лет [36]). Мезопротозойский этап формирования красноцветных молассоидов в приорогенных структурах почти амагматичен, за исключением единичных покровов базальтов и проявления формации щелочных и субщелочных гранитов и сиенитов (возраст Улканского плутона 1770—1600 млн. лет). Протоплатформенные структуры обоих этапов, хотя пространственно и совпадают, — разнонаправленны; мезопротозойские приорогенные структуры залегают со структурным несогласием на палеопротозойских протоавлакогенах.

Палеопротозойский металлогенический этап

Палеопротозойский этап является этапом консолидации фундамента платформы. Карельские протогеосинклинальные области опоясывали будущую платформу с севера (Таймыро-Североземельская), запада (Енисейско-Таймырская) и юга (Енисейская и Байкальская); протогеосинклинальные трогои (Маймеча-Байкальский) пересекали и отдельными ветвями (Нижнетунгусская, Таймуринская, Оленёкская и др.) расчленяли ее на самостоятельные архейские глыбы. С протоплатформенным режимом связано образование Кодаро-Удоканской, Хани-Субганской и Улканской протоавлакогенных структурно-формационных областей, заложенных на продолжении палеопротозойских карельских протогеосинклиналей и представленных рядами формаций трансгрессивной, инундационной и эмерсивной стадий.

Архейские глыбы фундамента являлись обширными провинциями корообразования. Это Алданская, Лено-Анабарская, Путоранская, Суридаконская, Турамская и Ангарская филократонные провинции (рис. 19). Узкие протогеосинклинальные трогои и протоавлакогенные структуры, окружавшие и разделявшие филократонные провинции, являлись аккумуляторами продуктов разрушения кор выветривания. Среди протоплатформенных выделяются Кодаро-Удоканская, Хани-Субганская и Улканская протоавлакогенные металлогенические провинции, контролируемые одноименными протоавлакогенными структурно-формационными областями. Сходство этих областей по положению (в основании осадочного чехла), тектонической приуроченности, составу (конгломераты) и времени образования с областью развития конгломератов системы Витватерсранда в Южной Африке и системой Тарка в Гане [339], содержащими месторождения золота, позволяет говорить и о перспективности описываемых провинций.

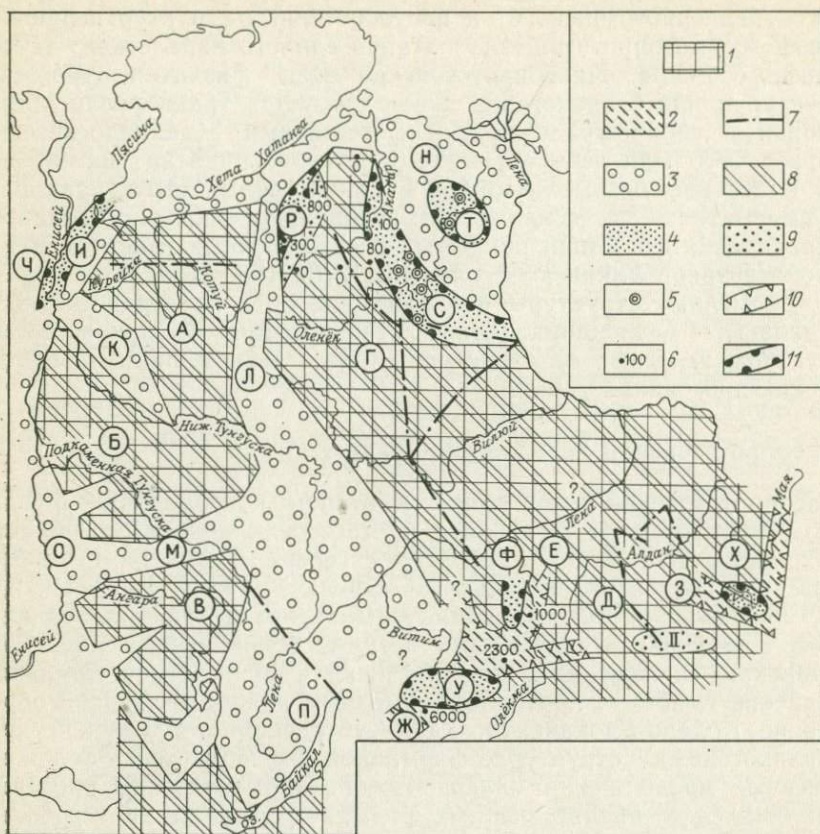


Рис. 19. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Сибирской платформы. Палеопротозойский и мезопротозойский этапы.

Структурно-формационные области: 1 — протоплатформенные филократонные (А — Пutorанская, Б — Суриндаковская, В — Ангарская, Г — Лено-Анабарская, Д — Алданская); 2 — протоплатформенные проавлакогенные (Е — Хани-Субганская, Ж — Кодаро-Удоканская, З — Улканская); 3 — протогейсинклинальные троговые (И — Енисейско-Таймырская, К — Нижнетунгуская, Л — Маймеч-Байкальская, М — Таймурийская, Н — Оленёкская, О — Енисейская, П — Байкальская); 4 — протоплатформенные приорогенные (Р — Прианабарская, С — Кенеликанская, Т — Оленёкская, У — Кодарская, Ф — Чарская, Х — Учурская, Ч — Губинская). 5 — кимберлитовые трубки с ксенолитами кварцито-песчаников мукунской красноцветной молассоидной формации; 6 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 7 — разломы; 8 — протоплатформенные филократонные металлогенические провинции коробразования (А — Пutorанская, Б — Суриндаковская, В — Ангарская, Г — Лено-Анабарская, Д — Алданская); 9 — металлогенические зоны (I — Котуйканская, П — Лувиканская); 10 — протоплатформенные проавлакогенные металлогенические провинции металлоносных россыпей (Е — Хани-Субганская, Ж — Кодаро-Удоканская, З — Улканская); 11 — металлогенические зоны стратигормных руд меди протоплатформенного приорогенного металлогенического меденосного пояса (Р — Прианабарская, С — Кенеликанская, Т — Оленёкская, У — Кодарская, Ф — Чарская, Х — Учурская, Ч — Губинская).

В мезопротозойский этап, характеризующийся разрастанием платформы за счет присоединения к ней консолидированных зон карельской складчатости и развития протоорогенных прогибов, формируются Анабаро-Алданская филократонная, Прианабарская, Кенеликанская, Оленёкская, Чарская, Кодарская, Учурская и другие приорогенные структурно-формационные области. Первая представляла собой огромную приподнятую глыбу, являвшуюся ареной господства спокойного тектонического режима; здесь происходило интенсивное корообразование. На севере, в Прианабарской, Кенеликанской, Оленёкской и Губинской протоприорогенных структурно-формационных областях, вдоль поднимающихся протоорогенов накапливались красноцветная молассоидная мукунская и губинская формации. В Прианабарской области (бассейн Анабара) в конце этапа внедрялись диабазы и габбро-диабазы долерит-граносиенитовой подформации, радиологический возраст которых, установленный калий-аргоновым методом, 1550—1600 млн. лет; изливались здесь и маломощные покровы базальтов. Чарская протоприорогенная структурно-формационная область характеризуется кебектинской красноцветной молассоидной формацией и пространственно связана со структурно-формационным комплексом Хани-Субганского протоавлакогена, на котором она залегает со структурным несогласием. Кодарскую протоприорогенную структурно-формационную область слагает кеменская красноцветная молассоидная формация, залегающая со структурным несогласием на различных горизонтах чинейской серии Кодаро-Удоканского протоавлакогена. На востоке Алданского щита сохранились реликты конкулинской и бириндинской красноцветных молассоидных формаций Учурской протоприорогенной структурно-формационной области, залегающих со структурным несогласием как на архейском фундаменте, так и на формациях Улканского протоавлакогена.

На юге платформы продолжает развиваться Южно-Сибирская дейтерогенная структурно-формационная область с различающимися в ее пределах Прибайкальской, Подкаменно-Тунгусской и Ботубинской зонами. Эти зоны характеризуются широким развитием интрузий гранитной формации и формации лейкократовых гранитов, коррелируемых с соответствующими складчатыми протоорогенными формациями Патомского нагорья и Байкальского хребта [130].

Металлогеническую специализацию мезопротозойского этапа определяют эпохи накопления медистых песчаников и сланцев, а также значительного корообразования, связанные соответственно с регрессивной и эмерсивной стадиями его развития. В течение мезопротозойского металлогенического этапа развивались Южно-Сибирская хатакратонная металлогеническая провинция переотложенных продуктов кор выветривания, Восточно-Сибирский протоприорогенный металлогенический пояс с Прианабарской, Кене-

ликанской, Оленёкской, Чарской, Кодарской, Учурской и Губинской металлогеническими меденосными зонами и Анабаро-Алданская филократонная металлогеническая провинция корообразования (см. рис. 19).

В Южно-Сибирской хатакратонной металлогенической провинции накапливались продукты разрушения кор выветривания, сносимые с Анабаро-Алданской и Байкальской филократонных областей. В настоящее время эти продукты захоронены под толщами молодых образований и вскрыты лишь глубокими скважинами. Аналогом этих переотложенных кор являются тепторгинская каолинит-песчаная формация, развитая в Байкальской горной области [140]. Она залегает на остаточной коре выветривания палеопротозойских гранитоидов или на породах муйской серии. Мощность формации 500—1200 м. В ней в значительном количестве присутствует глинозем в виде конкреций, линз и пластовых тел с содержанием Al_2O_3 50,59—60,61%. На наличие сходных пород в Прибайкалье указывает увеличение грубообломочного материала в сторону Иркутского амфитеатра, где располагалась область сноса. К северо-востоку от Енисейского кряжа, на р. Чадобец, к кровле терригенно-карбонатной чадобецкой формации приурочены высокоглиноземистые образования донеопротозойского возраста.

В пределах **Восточно-Сибирского протоприорогенного металлогенического пояса** выделяются семь меденосных зон. Изученность их неравноценная. Лучше других изучена Кодарская зона, в пределах которой широко распространена рудная формация медистых песчаников и сланцев. В Чарской и Учурской зонах известна пока лишь медная минерализация. В Прианабарской, Кенеликанской и Оленёкской зонах пока не выявлены медепроявления, но наличие благоприятных структурного и формационного факторов, а также синхронность с другими зонами, где известна рудная формация медистых песчаников и сланцев, свидетельствуют об их перспективности.

Кодарская металлогеническая меденосная зона контролируется одноименной протоприорогенной структурно-формационной зоной и кеменской меденосной молассоидной формацией, содержащей рудную формацию медистых песчаников и сланцев [159]. Направление зоны субширотное. Она перспективна для обнаружения рудной формации медистых песчаников и сланцев и на других уровнях кеменской формации.

Рудная формация медистых песчаников и алевролитов изучалась Ю. В. Богдановым, Г. Г. Кочиным, Э. И. Кутыревым, Л. В. Травиным, Н. П. Трифионовым, В. П. Феоктистовым и многими другими. По данным Ю. В. Богданова и др. [159], морфология рудных тел зависит от состава вмещающих оруденение отложений. Для глинисто-алевритовых и песчано-алевритовых образований зон спокойной седиментации, зон волнения дельты и заливно-лагунного морского побережья свойственны пластообразные залежи значительной протяженности при мощности первые десятки сан-

тиметров, реже метры. Минерализация на месторождениях медистых песчаников и алевролитов представлена халькозином, борнитом и халькопиритом. Обычно присутствует пирит, иногда вместо него пирротин. Отмечаются магнетит и титаномагнетит и развивающийся по ним гематит. Редко встречаются валлериит, молибденит, сфалерит, марказит, теннантит, кобальтин, линнеит, арсенопирит, галенит, самородное серебро, висмут и олово, электрум и штрмейерит. Рудные минералы образуют вкрапленность в цементе пород. Наиболее распространены халькопирит-пиритовые (иногда халькопирит-пирротиновые) и борнит-халькозиновые руды. Текстуры руд полосчатые, каемчатые, брекчиевые, пятнистые, прожилково-вкрапленные и др. Типичные их структуры — цементная аллотриоморфнозернистая, графическая, решетчатая, эмульсионная, петельчатая и интерстициальная. Вдоль тектонических нарушений минералы зоны окисления проникают на глубины до сотен метров. Нередко в удаленных от поверхности песчаниках, разбитых трещинами, наблюдаются смешанные руды. Для таких участков характерно развитие как минералов зоны окисления (малахит, брошантит, самородная медь и др.), так и минералов зоны вторичного сульфидного обогащения (халькозин, ковеллин, борнит и др.).

Размещение оруденения контролируется стратиграфическим, фаціальным и литологическим факторами. Стратиграфический контроль медистых отложений в Кодаро-Удоканской структурно-формационной зоне выражен отчетливо. Главные концентрации медного оруденения тяготеют к нижней подсвите читкандинской свиты и к верхам талаканской и сакуканской свит, разделенных по вертикали интервалами соответственно 2500 и 1500 м. Мало-мощные горизонты медистых песчаников и алевролитов известны в александровской, бутунской и намингинской свитах. Отчетливо выражены три эпохи меденакпления, соответствующие отложениям читкандинской, верхней части талаканской и верхней части сакуканской свит. Меденосные горизонты характеризуются сходством условий накопления и литологического состава пород. Все повышенные концентрации меди приурочены к песчаным, реже алевролитовым осадкам подводной и отчасти наземной дельты. Незначительная медная минерализация отмечается в мелководных прибрежно-морских образованиях, среди которых слабо проявлены дельтовые отложения.

В пространственном размещении меденосных отложений намечается поясовое расположение относительно области сноса и источника металла. Выделяются три пояса их распространения, вытянутых параллельно современной южной границе Чарской глыбы. Южные границы поясов находятся на расстояниях соответственно 8—10, 20—25 и 40—50 км от Чарской глыбы.

Размещение оруденения в пределах отдельных меденосных горизонтов контролируется фаціальными и литологическими факторами. Складчатые и разрывные нарушения являются пострудными. Вблизи разрывных нарушений имеются смещения горизон-

тов медистых песчаников. При этом перераспределения рудного вещества около них не наблюдается. Происхождение медного оруденения зоны первичноосадочное, однако сингенетичные концентрации были, вероятно, непромышленными. Промышленные руды сформировались в результате последующих процессов диагенеза и катагенеза. Месторождения и рудопроявления зоны полигенные и совмещают в себе черты месторождений медистых песчаников различного типа.

Перспективны участки молодых депрессий в северной и юго-восточной частях зоны, входящих в контуры выделенных поясов меденосности, в пределах которых могут быть захоронены значительные интервалы меденосных частей разреза удоканской серии [159].

Чарская металлогеническая меденосная зона контролируется одноименной протоприорогенной структурно-формационной областью и кебектинской меденосной красноцветной молассоидной формацией. Среди медных минералов в виде вкрапленности наблюдаются халькопирит, борнит и халькозин. Содержание меди, по данным А. Ф. Петрова, около 1%. Генетически кебектинская формация связана с кеменской меденосной молассоидной формацией Кодарского протоприорогена.

Учурская металлогеническая меденосная зона контролируется одноименной протоприорогенной структурно-формационной областью и конкулинской и бириндинской меденосными красноцветными молассоидными формациями. Породы формации представлены преимущественно розовыми и вишневыми ожелезненными мелко- и среднезернистыми кварцевыми, полевошпат-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками с прослоями конгломератов и покровами базальтов, изредка туфопесчаников. Мощность формации 250—700 м. Повсеместно формацию характеризуют редкие вкрапленники халькопирита, борнита и халькозина и повышенные против кларковых содержания меди.

Прианабарская металлогеническая меденосная зона выделяется вдоль западной границы Анабарского щита. Контролируется зона мукунской красноцветной молассоидной формацией, выполняющей одноименный протоприорогенный прогиб. Максимальная мощность молассоидной формации (до 800 м) приурочена к бассейну Котуйкана. Породы формации представлены красными, розовыми и серыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками, гравелитами, редкими гальками и валунами кварца размером до 30 см. Широко развита косая слоистость и знаки ряби. В нижней части формации прослеживается покров базальтов мощностью 5—7 м. В средней части песчаники и гравелиты ожелезнены (Fe_2O_3 до 29%). Наличие благоприятных структур и молассоидной формации свидетельствует о перспективности Прианабарской зоны. Зона изучена слабо.

Кенеликанскую металлогеническую меденосную зону контролирует мукунская молассоидная красноцветная формация. Зона протягивается от восточного крыла Анабар-

ского щита на юго-восток. Погребенная юго-восточная часть ее диагностируется по ксенолитам кварцито-песчаников мукунской красноцветной молассоидной формации, заключенным в кимберлитовых трубках.

Оленёкская погребенная металлогеническая меденосная зона выделяется только на основании косвенных данных — геофизических параметров и ксенолитов кварцито-песчаников мукунской молассоидной формации, вынесенных на поверхность кимберлитовыми трубками.

Губинская металлогеническая меденосная зона располагается на северо-западе платформы и контролируется губинской красноцветной молассоидной формацией. Максимальная видимая мощность формации на о. Большом Медвежьем р. Енисея до 700 м. Породы губинской формации по составу сходны с породами мукунской формации. Развита косая слоистость дельтового типа, выявлена четкая ритмичность. В бассейне Черной в теле формации скважиной вскрыты два покрова базальтов мощностью 3 и 6 м и, по данным А. В. Турчина, два горизонта туфопесчаников. На о. Большом Медвежьем формация содержит медную зелень.

В пределах Анабаро-Алданской филократонной металлогенической провинции кор выветривания выделяются Котуйканская (на севере) и Луриканская (на юго-западе) металлогенические зоны, перспективные на глиноземистое сырье.

В Котуйканской металлогенической зоне на границе мукунской красноцветной молассоидной формации с породами архея развита формация кор выветривания [85, 257]. По данным А. Л. Гроздилова, остаточная кора выветривания сохранилась лишь в грабенах и подошва ее располагается на различных уровнях. Сохранившаяся мощность первичной коры выветривания 30 м. Переотложенная кора выветривания распространена в пределах эрозионных долин домукунского рельефа. Мощность ее не превышает 10 м. Первичная кора зональна. Горизонт ожелезнения (до 0,2 м) венчает разрезы коры выветривания. Он сложен гётитом (85%), кварцем (10%), магнетитом (4%) и гидрогематитом (1%). Зона прослеживается вдоль западной окраины Анабарского щита, протяженность ее около 200 км при ширине 10—15 км. В ее пределах возможно обнаружение глиноземистого сырья. Зона изучена слабо.

В пределах Луриканской металлогенической зоны на юго-востоке платформы [343] железисто-гидрослюдистая и гидрослюдисто-глинистая кора мощностью 12—14 м развивалась на кристаллических породах архея и палеопротозойских диабазах и перекрыта аркозовой конгломерато-песчаной формацией неопротозоя. В разрезе коры выветривания мощностью 7—8 м, окрашенной в кирпично-красный цвет гидроокислами железа, различаются горизонт дезинтеграции (4—5 м) и горизонт выщелачивания. Первый охватывает архейские граниты и гнейсы и сохраняет еще структуру и текстуру материнских пород. Второй горизонт пред-

ставлен продуктами выветривания с почти полностью утраченной первичной структурой. Кора выветривания перекрыта гонамской свитой, радиологический возраст которой (К—Аг метод по глаукониту) 1500 млн. лет. Так как выветриванием кроме архейских охвачены и палеопротозойские диабазы, возраст коры определяется как мезопротозойский. Зона изучена слабо.

На северо-востоке Анабаро-Алданской металлогенической провинции на экинской флишеидной формации палеопротозоя И. А. Старчик установил каолинит-гидрослюдистую кору выветривания. Известны реликты коры выветривания и на юге провинции (Иркутский амфитеатр), где они вскрываются скважинами. Кору почти не изучены.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Позднедокембрийское развитие чехла Сибирской платформы охватывает неопротозойский (1600 ± 50 — 1000 ± 50 млн. лет) и эпипротозойский (1000 ± 50 — 650 ± 20 млн. лет) этапы, знаменующие распад огромной мезопротозойской области консолидации в связи с заложением байкальских геосинклиналей и формированием ядер будущих древних платформ, в том числе и Сибирской. Плитные структурно-формационные комплексы неопротозойского и эпипротозойского структурных ярусов по времени и латерально связаны со складчатыми геосинклинальными и складчатыми орогенными структурно-формационными комплексами байкальского тектонического цикла. Так, неопротозойские перикратонные и авлакогенные структурно-формационные комплексы латерально связаны с раннебайкальскими геосинклинальными структурно-формационными комплексами, а эпипротозойские приорогенные структурно-формационные комплексы — с позднебайкальскими орогенными. В рядах формаций неопротозойского этапа преимущественно развиты формации трансгрессивной и инундационной стадий, в рядах формаций эпипротозойского этапа основными являются формации регрессивной и эмерсивной стадий. Заключительные стадии обоих этапов характеризуются проявлением магматической деятельности. Неопротозойский этап заканчивается толеит-базальтовой и долеритовой формациями, а эпипротозойский — толеит-базальтовой, долеритовой, трахидолеритовой, ийолит-карбонатитовой и, по-видимому, кимберлитовой формациями. Основная разгрузка магматических очагов приурочена к концу эпипротозойского этапа. Для структур обоих этапов характерно пространственное их совпадение, хотя они и разнонаправленные. Структурно-формационные комплексы эпипротозойского этапа, образующие плитный ярус, залегают с перерывом и структурным несогласием на неопротозойском плитном структурном ярусе.

Неопротозойский металлогенический этап

Рубеж на границе мезо- и неопротозоя (1600 ± 50 млн. лет назад) является переломным в развитии земной коры и решающим в развитии платформ. На этом рубеже, знаменующем распад огромной глыбы мезопротозойской стабилизации в результате заложения байкальских геосинклиналей, по южным и западным окраинам ее начали образовываться перикратонные Туруханская, Приенисейская, Присаянская, Прибайкальская, Патомская, Юдомо-Майская и Хараулахская структурно-формационные области. Большая часть платформы представляла собой крупный филократон, разбитый входящими в него авлакогенами (Уджинский, Иркинеевский, Удинский, Котуйский, Уринский) на Тунгусско-Анабарскую, Ангарскую, Тимптонскую и Омнинскую филократонные структурно-формационные области. На севере платформы развивалась Анабаро-Оленёкская, а на юго-востоке — Учурская хатакратонные области (рис. 20). Структурно-формационные области этапа характеризуются рядами формаций с широко развитыми формациями трансгрессивной и инундационной стадий; формации регрессивной стадии отсутствуют; заключительная стадия выражена ограниченно развитыми толент-базальтовой и долерит-граносиенитовой формациями, а также формациями кор выветривания.

Неопротозойский металлогенический этап характеризуется рудоносными и рудными формациями, связанными только с эпохами трансгрессивной и эмерсивной стадий. С трансгрессивной стадией связана металлогеническая эпоха накопления гематит-лимонитовой и платформенной фосфоритовой рудных формаций, а также формаций, содержащих марганцевую минерализацию, с эмерсивной стадией — металлогенические эпохи образования рудных формаций бокситов и, возможно, алмазонасных кимберлитов. В течение этапа развивались Среднесибирский перикратонный металлогенический пояс, Анабаро-Оленёкская и Учурская хатакратонные, Уджинская авлакогенная, Тунгусско-Анабарская, Ангарская, Тимптонская и Омнинская филократонные (корообразования) металлогенические провинции (рис. 21).

Среднесибирский перикратонный металлогенический пояс расположен вдоль западной, южной и юго-восточной границ платформы; он охватывает семь перикратонных металлогенических провинций и зон, тесно связанных с развитием байкальских геосинклиналей. В пределах пояса рудообразование происходило в течение двух металлогенических эпох, связанных с трансгрессивной и эмерсивной стадиями. С трансгрессивной стадией связана металлогеническая эпоха образования гематит-лимонитовой и фосфоритовой рудных формаций, а также проявлений марганцевых руд и металлоносных песчаников. Эмерсивной стадии отвечает металлогеническая эпоха образования бокситовой рудной формации. В пределах металлогенического пояса выделяются металлогенические зоны: Юдомо-Майская, перспективная на осадочные железные руды, а также на фосфориты и бокситы, Присаян-

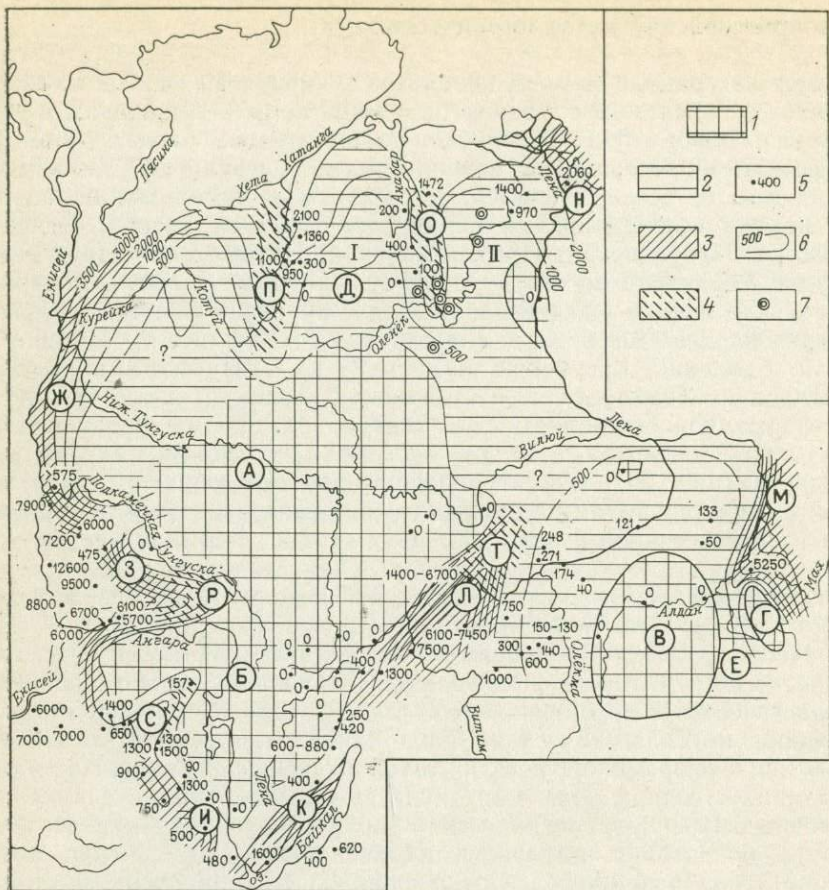


Рис. 20. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Неопроterозойский этап.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (А — Тунгусско-Анабарская, Б — Ангарская, В — Тимгонская, Г — Омнинская); 2 — хатакратонные (Д — Анабаро-Оленёкская, Е — Учурская); 3 — перикратонные (Ж — Туруханская, З — Пренисейская, И — Присянская, К — Прибайкальская, Л — Патомская, М — Юдомо-Майская, Н — Хараулахская); 4 — авлакогенные (О — Уджинская, П — Котуйская, Р — Иркинская, С — Удинская, Т — Уринская); 5 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 6 — изолинии мощностей в м; 7 — кимберлитовые трубки с ксенолитами кварцито-песчаников мукунской серии. I — Анабарское поднятие; II — Оленёкское поднятие

ская, перспективная на фосфориты, бокситы, осадочные руды железа и марганца, Прибайкальская, перспективная на фосфориты и бокситы, Туруханская и Патомская, перспективные на осадочные железные руды. Зоны контролируются одноименными структурно-формационными областями.

Юдомо-Майская металлогеническая зона, перспективная на осадочные железные руды, фосфориты и бокситы, расположена на юго-востоке Сибирской платформы и приурочена к одноименной перикратонной структурно-формационной об-

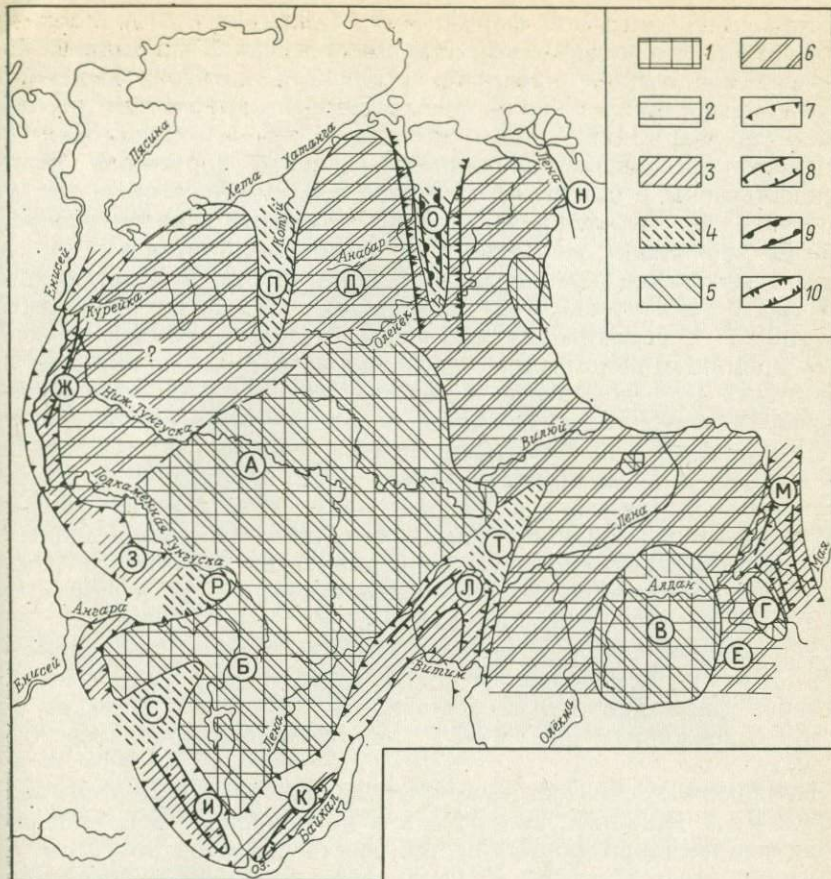


Рис. 21. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Неопротозойский этап.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (А — Тунгусско-Анабарская, Б — Ангарская, В — Тимптонская, Г — Омнинская); 2 — хатакратонные (Д — Анабаро-Оленёвская, Е — Учурская); 3 — перикратонные (Ж — Туруханская, З — Приенисейская, И — Присянская, К — Прибайкальская, Л — Патомская, М — Юдомо-Майская, Н — Хараулахская); 4 — авлакогенные (О — Уджинская, П — Котуйская, Р — Иркинеевская, С — Удинская, Т — Урийская). 5 — филократонные металлогенические провинции корообразования (А — Тунгусско-Анабарская, Б — Ангарская, В — Тимптонская, Г — Омнинская); 6 — хатакратонные металлогенические провинции (Д — Анабаро-Оленёвская, Е — Учурская); 7 — Среднесибирский перикратонный металлогенический пояс; 8 — металлогенические зоны Среднесибирского пояса, перспективные на осадочные железные руды, фосфориты и бокситы (Ж — Туруханская, И — Присянская, К — Прибайкальская, Л — Патомская, М — Юдомо-Майская). Металлогенические зоны Уджинской авлакогенной металлогенической провинции: 9 — Томторская марганцевоносная; 10 — Уджинская кимберлитоносная

ласти. Зону слагают три малых ряда формаций. Первый составляют железоносные майльская конгломерато-алеврито-песчаная формация и челясинская кремнисто-доломитовая субформация. Второй малый ряд представлен железом и фосфатоносной энинской глинисто-песчаной, омнинской глинистой, малгинской глинисто-известняковой, верхнемалгинской битуминозной глинисто-из-

вестняково-доломитовой формациями, ципандинской доломитовой субформацией и ингилинской каолинито-песчаной формацией. Третий ряд представляет начальную стадией, в которой выделяется железоносная лахандинская пестроцветная карбонатная песчано-глинистая формация; заключительная стадия характеризуется позднеэопротозойской каолинитово-песчаной формацией. Протяженность зоны с севера на юг более 200 км. В ее пределах, по данным Г. Н. Шапошникова и А. Л. Ставцева, широко распространены проявления железных руд осадочного генезиса. Они связаны с майльской конгломерато-алеврито-песчаной (линзы лимонитовых и гематитовых руд, содержание железа до 48%; линзы песчаников с гематитовым цементом, железа до 28%), челасинской кремнисто-доломитовой (прослой песчаников с линзами лимонитовых руд, железа до 45%), эннинской глинисто-песчаной (горизонт железисто-кремнистых пород с гематитом, железа до 38%) и лахандинской пестроцветной карбонатной песчано-глинистой (линзы и прослой гематитовых и шамозитовых руд в низах формации, сидеритовых и лимонитовых — в ее верхах, содержание железа до 37%) формациями. Наиболее богаты массивные и оолитовые гематитовые руды на водоразделе рек Май и Омни. Восточнее содержание железа уменьшается до 20%, и руды переходят в железисто-глинистые породы.

Проявления фосфоритов, по данным А. С. Филиппова и Е. Г. Жукова, приурочены к конгломератам эннинской глинисто-песчаной формации в виде желваков и конкреций размером до 3 см с содержанием P_2O_5 3—7%. Мощность конгломератов 0,5—0,7 м.

Проявления бокситов, по данным Ю. К. Горецкого, А. Л. Ставцева и Д. А. Живцова, приурочены к ингилинской бокситоносной каолинито-песчаной формации. Мощность бокситов до 10 см. Содержание Al_2O_3 37—47%; Fe_2O_3 3—14%; SiO_2 5,98—21,9%; кремневый модуль 2,1—6. С ингилинской формацией связаны и диаспоровые бокситы бассейна Ханды (проявление Горностиль), содержащие до 60% глинозема (данные В. М. Мишнина).

Присаянская металлогеническая зона, перспективная на фосфориты, бокситы, осадочные руды железа и марганца, контролируется одноименной перикратонной структурно-формационной областью, которая охватывает Ийско-Туманшетский прогиб, осложненный в свою очередь Бирюсинской, Удинской и Ийской впадинами, а также Уватским и Икейским поднятиями. Зона сложена рядом формаций, представленных железоносной шангулежской аркозовой конгломерато-алеврито-песчаной, нижнетагульской песчано-доломитовой, фосфатоносными нижнеипситской песчано-глинисто-алевритовой и верхнеипситской кремнисто-доломитовой, бокситоносной теченской каолинито-песчаной и долеритовой формациями [140].

По данным Ю. Д. Урумова и О. П. Егоровой, отмечается пять фосфоритоносных горизонтов. Нижние четыре горизонта (мощностью от 0,28 до 4,5 м) приурочены к нижнеипситской песчано-

глинисто-алевритовой фосфоритоносной и кремнисто-песчано-доломитовой (горизонты георгиевский, теча 1, ийский и богатырский) формациям, пятый горизонт — к теченской каолинито-песчаной формации. В георгиевском горизонте слой фосфоритов (мощность 0,28 м) содержит от 12,48 до 16,8% P_2O_5 . Горизонт образовался в результате переотложения продуктов размыва нижележащих фосфоритоносных слоев. Фосфориты тяготеют к склонам впадин и зонам сочленения их с поднятиями [128]. Фосфориты песчано-глинисто-алевритовой формации приурочены к осевым частям Удинской и Бирюсинской впадин, за границами которых в пределах Уватского и Икейского поднятий они замещаются фосфоритоносной кремнисто-песчано-доломитовой формацией. Наиболее значительные перспективы фосфоритоносности связываются с кремнисто-песчано-доломитовой формацией, содержащей мелкие месторождения вторичных фосфоритов в корах выветривания, наложенных на фосфатсодержащие породы и фосфориты нижележащей фосфоритоносной формации.

Проявления бокситов в зоне приурочены к теченской каолинито-песчаной формации. Мощность бокситоносного горизонта 9,9 м. Он сложен каолинит-гидрослюдистыми аргиллитами и каолинитами с диаспором, содержащими Al_2O_3 до 42,8%, SiO_2 42,6—45,6% [128]. Бокситы образовались в заключительную стадию этапа до начала орогенных движений в байкалидах. Этот уровень еще недостаточно изучен, перспективы его неясны. С этим геохронологическим уровнем связано месторождение бокситов в южном обрамлении Сибирской платформы.

Небольшие проявления железных руд в зоне выявлены в шангулежской аркозовой конгломерато-алеврито-песчаной формации; в ней линзы и маломощные прослои гематита приурочены к кровле конгломератов.

Проявления марганца (Арщанское и др.) размещаются также в шангулежской аркозовой конгломерато-алеврито-песчаной формации. Развита пиролюзит, псиломелан, браунит и гаусманит. Содержание марганца в рудах 20—28%, местами 34—40%. По данным Т. А. Дивиной [56], рудные тела приурочены к контакту конгломерато-песчаниковой и ингимбрит-пирокластической толщ. Рудоносная пачка (мощность 11—90 м) прослежена на расстояние 30 км. Отложения шангулежской формации Присаянья везде отличаются повышенной марганцевосностью. На площади ее развития неоднократно отмечались ореолы рассеяния с повышенным содержанием марганца. Здесь же известны многочисленные проявления марганцевой минерализации в корах выветривания. Марганцевосность зоны требует дополнительного изучения.

Прибайкальская металлогеническая зона, перспективная на фосфориты и бокситы, тянется вдоль оз. Байкал в северо-восточном направлении на 250 км. Зону контролирует одноименная перикратонная структурно-формационная область, которую слагают бокситоносная голоустенская конгломерато-алеврито-песчаная субформация, фосфатоносная улунтуйская се-

роцветная глинисто-карбонатная и качергатская песчано-глинисто-алевритовая формации. Фосфориты связаны с улунтуйской глинисто-карбонатной формацией. В ее составе, по данным О. П. Егоровой [69], выделяются кремнисто-карбонатная и терригенно-карбонатная фосфоритоносные субформации.

Кремнисто-карбонатная субформация распространена ограниченно и контролируется северным склоном Ангинского поднятия. В бассейне Сармы отмечается максимальная насыщенность разреза фосфатом и кремнистым веществом. Субформация характеризуется резкой фациальной неустойчивостью пород. Мощность ее 60—120 м. Фосфориты представлены высококачественным монофосфатом и карбонатно-кремнистым фосфоритом, оолитовым или массивным. Монофосфаты слагают горизонты мощностью до 0,3 м с содержанием P_2O_5 35—40%, карбонатно-кремнистые фосфориты — горизонты мощностью до 1—1,5 м с содержанием P_2O_5 от 14 до 22%. Все они образовались в результате химического осаждения.

Глинисто-карбонатная субформация входит в состав верхней подсвиты улунтуйской свиты. Наиболее крупные фосфатопрооявления (Сармынское) приурочены к зонам сочленения Иликтинской и Бугульдейской впадин с Ангинским и Северо-Байкальским поднятиями. Субформация характеризуется обломочными, реже хемогенными породами, образовавшимися в условиях мелководного бассейна. Глинистые и песчаные фосфориты в виде маломощных (10—20 см, реже 0,7 и 2 м) прослоев распределены по всему разрезу субформации, мощность которой более 250 м. Лучшие по качеству слои фосфоритов (P_2O_5 до 33%) залегают между алеврито-глинистыми и карбонатными породами [158]. Зона в целом изучена слабо. Имеющиеся данные не позволяют высоко оценивать перспективы фосфоритоносности Прибайкальской зоны.

В Прибайкальской металлогенической зоне существовали благоприятные условия для образования бокситов. На это указывает наличие пестроцветных железисто-каолиновых пород ольхинской свиты. Бокситоносность зоны связывается и с голоуспенской формацией. В разрезе ее бокситоносны уровни переотложенных кор химического выветривания, расположенные на закарстованных поверхностях доломитов. Коры представлены каолиновыми аргиллитами, иногда с гиббситом, высокоглиноземистыми карбонатными породами, песчаниками с галлуазит-гиббситовым цементом, бокситами. Бокситы образуют тела мощностью 0,5 м в западинах карста. В. К. Маслов [153] показал, что в голоуспенской свите прослеживаются два бокситоносных горизонта. Нижний горизонт сложен каолиновыми и каолинит-гидрослюдистыми аргиллитами с содержанием Al_2O_3 7—29%; SiO_2 8—60%; Fe_2O_3 18—48%; TiO_2 1,0—1,8%; кремневый модуль 0,4—1,1; гиббсит — в виде примеси. Верхний горизонт представлен пестроцветными каолиновыми аргиллитами с содержанием Al_2O_3 12—31%; SiO_2 12—56%; Fe_2O_3 8—76%; TiO_2 0,5—1,2%; кремневый модуль 0,4—1,0. Горизонты приурочены к перерывам в осадконакоплении. Формации, содер-

жашие бокситы, изучены слабо. Перспективы зоны в отношении бокситоносности не ясны.

Туруханская металлогеническая зона, перспективная на осадочные железные, марганцевые руды и бокситы, расположена на западе платформы и прослеживается от бассейна Шорихи на севере до р. Сухая Тунгуска на юге. Зона контролируется одноименной перикратонной структурно-формационной областью, которую слагают три малых ряда формаций [140]. В зоне пока известны лишь небольшие проявления железных руд, связанные со стрельногорской песчаной глинисто-алевритовой и третьекаменской глауконитово-песчаной (сидеритсодержащий горизонт мощностью 7—9 м) формациями. Содержание железа 12—22%. Повышенное содержание марганца (до 8%) отмечено Г. И. Кириченко в верхах сухотунгусикской кремнисто-доломитовой формации.

Анализ распределения малых элементов в базальных формациях зоны, проведенный А. Е. Мирошниковым, отвечает контрастной модификации упорядоченного типа и характерен, по Н. М. Страхову, для отложений морских бассейнов, поступающих из области развитой коры химического выветривания. В Туруханской металлогенической зоне по аналогии с другими зонами Среднесибирского перикратонного металлогенического пояса могут быть обнаружены осадочные железные и марганцевые руды, а также бокситы. Зона изучена весьма слабо.

Патомская металлогеническая зона также перспективна на осадочные железные руды. В пределах ее известны небольшие проявления железа, связанные с ималькской глауконитово-песчаной формацией. Железо в виде гидроокислов (лимонит, гётит, гидрогётит) содержится в цементе песчаников. Проявления почти не изучены.

В целом для Среднесибирского перикратонного металлогенического пояса характерна широкая зараженность железом и фосфатами. Железные и фосфоритовые руды приурочены к формациям трансгрессивных стадий, которые приобретают значение металлогенических эпох. Особое значение имеют продукты разрушения кор выветривания, благоприятные условия для накопления которых создавались во всех зонах пояса, куда в конечном счете они сносились из филократонных областей платформы. В пределах пояса оптимальные условия для аккумуляции железа, фосфора и алюминия существовали в пределах западин палеорельефа, в зонах смены палеогеографических условий (смена солевого режима), перепада мощностей и т. п. В целом пояс изучен слабо.

Анабаро-Оленёвская хатакратонная металлогеническая провинция расположена на севере и северо-востоке платформы. Ее характеризуют два малых ряда формаций незначительной мощности на поднятиях и увеличивающейся— во впадинах [140]. Для усть-ильинской пестроцветной глинисто-карбонатной, котуйканской доломитовой и верхнеюсмастахской песчано-доломитовой формациями характерны повышенные по сравнению с кларковыми содержа-

ния свинца и цинка. В доломитах этих формаций местами содержится вкрапленность галенита. Перечисленные формации изучены слабо. Данных для выделения металлогенических зон пока недостаточно.

Учурская хатакратонная металлогеническая провинция, перспективная на осадочные железные руды, тесно связана с Юдомо-Майской перикратонной зоной. Провинцию характеризуют два малых ряда формаций [140].

По данным Г. Н. Шапошникова, А. Л. Ставцева и др., в провинции установлены многочисленные проявления железных руд, как и в Юдомо-Майской зоне, приуроченных к гонамской аркозовой конгломерато-алеврито-песчаной и энинской глинисто-песчаной формациям и сходных с ними по составу, содержанию и генезису.

Необходимо отметить, что железозносные формации неопротозойского металлогенического этапа широко распространены не только на Сибирской платформе, но и по всей планете. Источником железа для образования неопротозойских железных руд являлось выветривание и выщелачивание кристаллических пород [216]. П. М. Каниблоцкий в качестве источника железа для образования железистых руд Криворожского бассейна рассматривал кристаллические породы, окружающие бассейн. Он рассчитал, что при площади питания длиной 500 км, шириной 400 км и глубине выветривания 100 м и при среднем содержании железа в породах 6% могло быть извлечено громадное его количество, равное $24 \cdot 10^{12}$ т. По мнению Н. М. Страхова, химическое выветривание в древние эпохи было более быстрым благодаря повышенному содержанию углекислого газа в атмосфере, в поверхностных и океанических водах. О большей интенсивности процессов выветривания на поверхности неопротозойских континентов говорят также А. Б. Ронов [237] и М. С. Точилин [300].

Уджинская авлакогенная металлогеническая провинция расположена на севере платформы. Ее характеризует ряд формаций, представленный нижеулаханкурунградской пестроцветной глинисто-карбонатной, верхнеулаханкурунградской кремнисто-доломитовой, марганцевоносной унгуохтахской глинистой и хапчаньрской песчано-доломитовой формациями общей мощностью до 550 м. В эмерсивную стадию этапа одновременно с образованием зон разломов внедрились дайки долеритов [39] и, по-видимому, кимберлитовые диатремы. В начальную стадию этапа формировалась Томторская металлогеническая марганцевоносная зона, а в эмерсивную — Уджинская кимберлитоносная зона.

Томторская металлогеническая марганцевоносная зона контролируется унгуохтахской глинистой формацией. По данным Э. Н. Эрлиха, среди карбонатно-глинистых тонкоплитчатых филлитовидных аргиллитов формации находится Томторское проявление марганцевых руд, представленных линзами (0,3—0,4 м) и желваками кремнисто-карбонатного состава с содержанием окиси марганца до 15,22%.

Уджинская кимберлитоносная зона выделяется вдоль разломов на бортах Уджинского авлакогена на основании находок пиропов, обнаруженных А. Е. Клейзером [344] в бассейне р. Уджи в базальных слоях томторской глауконито-песчаной формации следующего эпипротозойского этапа. По данным А. Е. Клейзера и Н. П. Рысина, в бассейне Большой Куонамки в двух из 15 проб конгломератов нео- и эпипротозоя были найдены несколько зерен пикроильменита неправильной формы с коррозированной поверхностью и раковистым изломом и одно зерно фиолетового пироба.

Как подчеркивают Э. Г. Сочнева и О. В. Суходольская [264], алмазы со следами механического износа и присутствие шаровидных зерен, встречаемых в современной аллювии рек северо-востока платформы, указывают на их пребывание и, возможно, неоднократное, в грубокластических толщах прибрежно-морского генезиса. При сравнении пикроильменита и пироба из современного руслового аллювия рек и из кимберлитовых трубок выявлены их различие и полная аналогия пикроильменитов из современного аллювия рек и из конгломератов нижнекаменноугольного возраста. Видимо, значительная часть пироба и пикроильменита поступала в аллювий из нижнекаменноугольных конгломератов.

В период формирования этих базальных конгломератов размывались не только фанерозойские отложения, что подтверждается находением галек с фауной силура и кембрия, но и отложения эпи- и неопротозоя, на что указывает распространение розового циркона округлой формы, специфического для циркон-сидеритовой ассоциации тяжелой фракции криптозойских конгломератов. Подобный циркон был отмечен [264] и в циркон-ильменитовой ассоциации тяжелой фракции каменноугольных конгломератов.

Тунгусско-Анабарская, Ангарская, Тимптонская и Омнинская филократонные металлогенические провинции охватывали центральную и восточную части платформы общей площадью около 2 млн. км². Изучены они слабо. О корообразовании в этих провинциях можно судить по продуктам их неоднократного переотложения в базальных формациях - Среднесибирского перикратонного металлогенического пояса и Анабаро-Оленёкской хатакратонной металлогенической провинции.

Эпипротозойский металлогенический этап

Эпипротозойский этап знаменуется развитием филократонных (Байкало-Туруханская и Алданская) и хатакратонных (Лено-Анабарская) структурно-формационных областей. Вдоль поднимающихся байкальских орогенов формировались приорогенные Прибайкало-Енисейская и Юдомо-Майская структурно-формационные области, характеризующиеся формациями только регрессивной и эмерсивной стадий (рис. 22). Формации регрессивной стадии, парагенетически связанные с орогенными, залегают со значительным перерывом на формациях перикратонных областей неопротозоя.

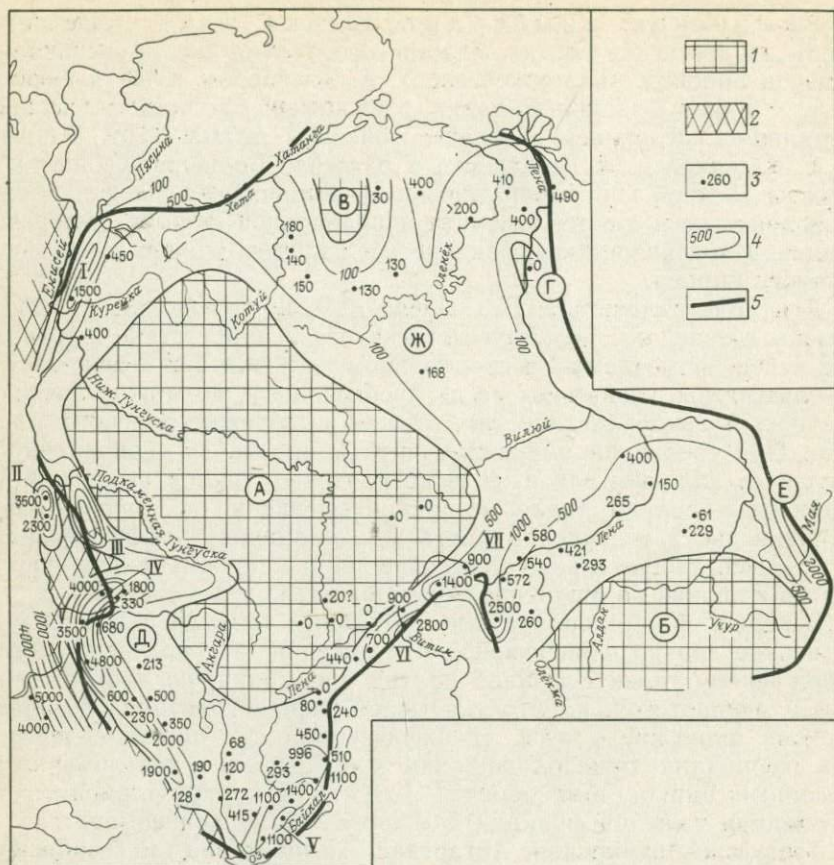


Рис. 22. Палеотектоническая схема Сибирской платформы. Эипротозойский этап.

Области поднятий: 1 — умеренные на платформе; 2 — интенсивные в складчатой области. 3 — мощность структурно-формационных комплексов в области прогибаний в м; 4 — изолинии мощностей в м; 5 — современная граница Сибирской платформы. Структурно-формационные области. Филократонные: А — Байкало-Турханская, Б — Алданская, В — Анабарская, Г — Жиганская; приорогенные: Д — Прибайкало-Енисейская, Е — Юдомо-Майская; хатакратонные: Ж — Лено-Анабарская. Предгорные прогибы: I — Сухарихинско-Плахинский, II — Вороговский, III — Тейский, IV — Ангаро-Канский, V — Ушаковский, VI — Бодайбинский, VII — Уринский

В заключительную стадию этапа образовался широкий спектр магматических формаций основных, щелочно-основных и щелочно-ультраосновных пород.

Металлогению этапа определяют металлогенические эпохи регрессивной и эмерсивной стадий развития приорогенных и филократонных структурно-формационных областей. С регрессивной стадией связана эпоха образования рудной формации медистых песчаников и сланцев, с эмерсивной — эпоха образования рудных формаций, генетически связанных с ийолит-карбонатитовой и оливинит-габбровой интрузивными формациями, а также с формациями кор выветривания. В эипротозойский этап развивались При-

байкало-Енисейский приорогенный металлогенический пояс, Лено-Анабарская хатакратонная, Юдомо-Майская приорогенная, Алданская и Байкало-Туруханская филократонные металлогенические провинции (рис. 23).

Прибайкало-Енисейский приорогенный металлогенический пояс, контролируемый одноименной структурно-формационной областью, расположен на западе и юго-западе платформы и ограничен с одной стороны орогенами байкальской складчатости, с другой — огромным Байкало-Туруханским филократоном. В пределах металлогенического пояса выделяются Ангарская, Тейская, Ушаковская, Урикская и Сухарихинская металлогенические зоны, перспективные на стратиформные медные руды.

Ангарская, Тейская, Ушаковская и Урикская металлогенические зоны соответствуют Ангаро-Канской, Тейской, Ушаковской и Урикской приорогенным структурно-формационным зонам, заложившимся в пределах Сибирской платформы на стыке ее с Енисейским краем, Восточным Саяном, Западным Прибайкальем и Байкало-Патомским нагорьем. Приорогенные прогибы выполнены чингасанской, тасеевской, тогоньской, оселковой и ушаковской красноцветными молассоидными формациями.

Наиболее богатые проявления меди (до 2%) приурочены к пестроцветным отложениям, образовавшимся в условиях прибрежно-морских и дельтовых фаций. Руды представлены халькозином, борнитом, реже халькопиритом, ковеллином, а также малахитом, азуритом и др. Источником меди являлись разрушавшиеся медьсодержащие породы и руды южного обрамления Сибирской платформы.

Рудоносные горизонты характеризуются большой выдержанностью на значительных площадях и проявлением горизонтальной зональности, увязывающейся с миграционной способностью элементов при седиментогенезе. Так, по данным В. А. Станикова [267], в отложениях айсинской свиты, близко расположенных к береговой линии палеобассейна, медь прямо коррелирует со свинцом. По мере удаления от береговой линии содержание свинца быстро уменьшается, но возрастает содержание цинка, которое находится в прямой корреляционной зависимости от содержания меди в отложениях, формировавшихся на некотором удалении от береговой линии.

Ушаковские меденосные песчаники приурочены к дельтовым отложениям [160]; строение их ритмичное. Медное оруденение тяготеет к верхней части ритмов.

Медная минерализация в песчаниках рудоносных горизонтов (айсинская свита) мощностью до 1 м представлена, по данным Ю. П. Безродных и др. [160], вкрапленностью халькозина, борнита, ковеллина и налетами медной зелени. Содержание меди до 1%; в штучной пробе из меденосных алевролитов мощностью 6—8 м концентрация меди 1,14% [121].

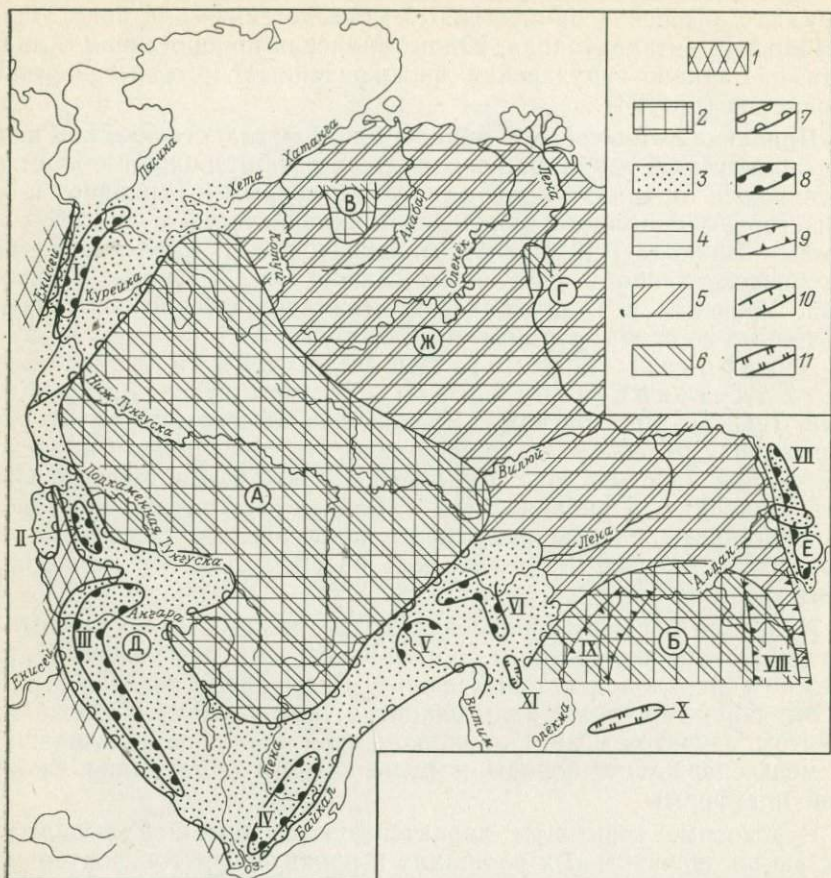


Рис. 23. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Сибирской платформы. Эпипротозойский этап.

1 — области интенсивных поднятий в орогенных зонах. Структурно-формационные области: 2 — филлократонные (А — Байкало-Туруханская, Б — Алданская, В — Анабарская, Г — Жиганская); 3 — приорогенные (Д — Прибайкало-Енисейская, Е — Юдо-Майская); 4 — хатакратонные (Ж — Лено-Анабарская). Металлогенические провинции: 5 — хатакратонная Лено-Анабарская; 6 — филлократонные корообразования (А — Байкало-Туруханская, Б — Алданская, В — Анабарская, Г — Жиганская); 7 — Прибайкало-Енисейский металлогенический приорогенный меденосный пояс. Металлогенические зоны: 8 — стратиформных руд (I — Сухарихинская, II — Тейская, III — Ангарская, IV — Ушаковская, V — Бодайбинская, VI — Урикская, VII — Сетте-Дабанская); 9 — перспективные на апатитовые руды и другие полезные ископаемые (VIII — Учуро-Майская, IX — Западно-Алданская); 10 — бокситоносная Аллах-Юньская; 11 — перспективные на сульфидно-никелевые (X — Ольдойско-Зейская) и эндогенные медные (XI — Чинейская) руды

Сухарихинская металлогеническая зона стратиформных медных руд контролируется излучинской красноцветной молассоидной формацией, выполняющей Сухарихинско-Плахинский прогиб [7], имеющий предгорный характер [140]. Медистые песчаники установлены Г. Ф. Одинцом в 1944 г. и впоследствии описаны Г. Б. Роговером, В. И. Драгуновым, Т. С. Никифо-

ровой, В. Ф. Ржевским и др. Медное оруденение приурочено к двум литолого-стратиграфическим горизонтам, расположенным в основании и кровле излучинской красноцветной молассоидной формации. Рудные минералы представлены борнитом, халькозином, халькопиритом, пиритом; широко развиты малахит, азурит, куприт, самородная медь, ковеллин. Наиболее высокие концентрации меди (халькозин-борнитовая минерализация) установлены в верхнем горизонте; средневзвешенное содержание ее колеблется от 1,70—1,98 до 3—5% при мощности горизонта от 18,5 до 40 м.

Полоса размещения наиболее интенсивной минерализации, по данным В. Ф. Ржевского, отвечает зоне латерального перехода грубообломочных конгломератов к терригенным псаммитовым отложениям прибрежной зоны. Среди локальных факторов В. Ф. Ржевский отмечает стратиграфический (руды приурочены к основанию и кровле излучинской свиты), литолого-фациальный (медь приурочена к горизонтам серого цвета среди красноцветной толщи), минералого-геохимический (выражается в зональном расположении сульфидов меди, железа, свинца и цинка, а также в особенностях рудных и вторичных минеральных ассоциаций) и структурный (повышенная минерализация приурочена к структурам четвертого и пятого порядков — небольшие антиклинали, флексуры, зоны смятий, дробления). В целом для излучинской красноцветной молассоидной формации характерно повышенное содержание меди (0,004%) против кларкового содержания ее (0,0003%) для песчаников. В зонах тектонических нарушений содержание меди возрастает до 0,66%. Происхождение медной минерализации сложное. Первично рассеянная медь, по-видимому, была сконцентрирована растворами, возможно подогретыми при внедрении базальтов триаса. Об этом свидетельствуют жильное борнит-халькозиновое оруденение на р. Сухарихе и обогащенные медистых песчаников вдоль тектонических нарушений.

Структурно-формационный анализ показал, что медистые песчаники указанных зон связаны с латеральными зонами выклинивания красноцветных молассоидных формаций (излучинская, тасеевская, ушаковская и др.) заключительной стадии развития приорогенного металлогенического пояса эипротозойского этапа. Потенциально перспективны латеральные зоны перехода от молассоидных к пестроцветным глинисто-карбонатным формациям, расположенным дальше от орогена в зоне развития дельтовых фаций вдоль всего Прибайкало-Енисейского меденосного металлогенического пояса. Возможными источниками меди были размывающиеся эффузивы игарской свиты на северо-западе, колчедансодержащие формации неопротозоя на Енисейском кряже и вулканогенная формация мезопротозойского этапа на юге (верховья Лены). Сторонникам эпигенетического происхождения меди не следует забывать, что «все минералогические и петрографические доказательства эпигенетического характера некоторых рудных минералов в этих толщах совершенно справедливы, они касаются постседиментационной миграции медных соединений внутри

меденосной пестроцветной формации, а не привноса ее со стороны» [336].

Лено-Анабарская хатакратонная металлогеническая провинция, совпадающая с одноименной структурно-формационной областью, охватывает центральную и северо-восточную части платформы, где развит ряд пологих впадин и поднятий, сложенных томторской глауконитовой песчаной и латерально замещающей ее маастаской (и хатыстахской) конгломерато-алеврито-песчаной субформациями, нижнестарореченской и хатыспытской песчано-доломитовыми формациями, верхнестарореченской и туркутской доломитовой субформациями. Ряд венчают долеритовая и трахидолеритовая формации. В пределах провинции известны проявления исландского шпата, флюорита и находки пиропов. Источниками сноса последних являлись Байкало-Туруханский и Алданский филократоны, где размывались коры выветривания на архейском, палеопротозойском и неопротозойском субстрате. На северо-востоке провинции проявления исландского шпата и флюорита парагенетически связываются с эпипротозойской толеит-базальтовой формацией [39]. Исландский шпат, по данным Б. Н. Леонова и Н. И. Гогиной, приурочен к гидротермальным кальцитовым жилам (до 10 м). В цементе брекчированных доломитов хатыспытской свиты и в базальтах встречаются зерна бесцветного и фиолетового флюорита с кварцем. В районе Булкура и Чекуровского мыса на р. Лене к кровле силлов долеритов эпипротозоя приурочена кора выветривания. Однако для выделения металлогенических зон в пределах провинции данных недостаточно.

В пределах **Алданской филократонной металлогенической провинции** выделяются четыре металлогенические зоны: Учуро-Майская и Центральноалданская, перспективные на апатитовые руды, флогопит и другие полезные ископаемые, связанные с массивами щелочно-ультраосновных пород центрального типа, Ольдойско-Зейская сульфидных никелево-медных руд и Чинейская сульфидных медных руд.

Учуро-Майская и Центральноалданская металлогенические зоны апатитовых руд, флогопита, железо-титановой минерализации и других полезных ископаемых связаны с массивами центрального типа, отнесенными к арбарастахскому (ингилийскому) комплексу (ийолит-карбонатитовая формация). К интрузиям этого комплекса относятся массивы Арбарастахский, Ингилийский, Кондёрский, Чадский и Горноозерский [43]. Интрузии представляют собой крутопадающие штокообразные тела концентрического строения с диаметром внутреннего круга около 2 км и внешнего — до 4 км. Внутренний круг слагают породы ультраосновного состава — дуниты, перидотиты, пироксениты, кимберлитоподобные пикритовые порфириды и эффузивные брекчии, внешний круг — различные сиениты, ийолит-мельтейгиты, карбонатиты и связанные с ними фениты. Радиологический возраст ультраосновных пород Ингилийского и Арбарастахского массивов 600—688 млн. лет [71]. В то же время ра-

диологический возраст щелочных, средних и кислых пород Кондёрского и Инаглинского массивов 90—150 млн. лет [43]. Эти данные, а также сходство их составов с составом широко развитых послееюрских интрузий дают основание считать эти сложные интрузии пространственной ассоциацией двух разновозрастных комплексов. Не исключено, что образование щелочных и кислых пород связано с формированием структур автономной активизации [346].

Массивы Кондёрский, Чадский, Инаглинский характеризуются преобладанием ультраосновных пород, почти полным отсутствием щелочных пород и слабым развитием карбонатитов. В массивах Ингилийском, Арбарастахском, Горноозерском широко развиты щелочные породы, карбонатиты и фениты. С ультраосновными породами формации связана железо-титановая минерализация. Карбонатиты в виде жил и залежей подчиняются кольцевой структуре массивов щелочно-ультраосновных пород или залегают вдоль секущих разломов (массивы Арбарастах, Ингилийский). Состав их кальцитовый, доломитовый и анкеритовый, местами они серпентинизированы и окварцованы [41]. Флогопит (массив Инаглинский) локализуется, по данным А. М. Корчагина, в контактово-реакционных зонах хромдиопсид-полевошпат-слюдяного состава. Размещение его также подчинено кольцевым разломам. В коре выветривания флогопит переходит в скопления вермикулита, образующего вкрапленность и гнезда в дунитах, перидотитах и щелочных габброидах и жилы в зоне кольцевого разлома. К дунитам тяготеют щелочные пегматиты, содержащие хромдиопсид-флогопитовые обособления. Магнетит-флогопитовые рудные тела мощностью до 1,5 м и протяженностью десятки и сотни метров содержат до 53% железа. Описываемые зоны контролируются субмеридиональными разломами. Это подчеркивается и геофизическими данными, на основании которых серия массивов щелочно-ультраосновного состава предполагается на глубине вдоль зоны разломов меридионального простираения к северу от Кондёрской интрузии [71].

Ольдойско-Зейская металлогеническая зона, перспективная на сульфидные медно-никелевые руды, выделяется вдоль окраины Алданского филократона в зоне глубинных субширотных разломов на границе с палеопротозойской протогеосинклиналью. Медно-никелевые рудопроявления [79] приурочены к зоне южного складчатого обрамления Алданского щита (Становой хребет). Замыкание геосинклинали и стабилизация области обрамления в позднем протерозое выразились в широком развитии крупноглыбовых движений и проявлении магматизма. В зонах прогибания и синклиниях формировались крупные (40—50 км²) расслоенные интрузивы, сложенные дунитами в донной части, троктолитами и габбро-норитами в верхней части разреза [348]. Дуниты составляют около 20%. Известны две группы дунит-троктолитовых интрузивов: Брятинская в верховье р. Зеи (интрузивы Луча, Ильдеус) и Ольдойская в верховье р. Б. Ольдой (интрузив

Лукинда). Все интрузивы тяготеют к крупным тектоническим нарушениям субширотного направления. В дунит-троктолитовых интрузивах сульфидное никелево-медное оруденение в виде сингенетичной вкрапленности приурочено к меланократовым породам (содержание никеля 0,18—0,50%), в виде гнездово-прожилкового оруденения — к габбро-пегматитам (содержание никеля до 1,6%, меди до 1,1%), в виде убогой вкрапленности — к метасоматическим жилам пироксенитов (содержание никеля 0,1—0,3%, реже до 0,6%) и в виде эпигенетической вкрапленности — к лейкократовым породам (содержание никеля 0,2—0,4%) [348]. По данным С. А. Щеки [348], троктолит-долеритовые интрузии синхронны североприбайкальскому комплексу и характеризуют позднепротерозойский этап платформенного развития южного складчатого обрамления Алданского щита.

Чинейская металлогеническая зона, перспективная на эндогенные медные руды, расположена в пределах Удоканской металлогенической зоны стратиформных руд меди. Меднорудная формация в габбро-норитах связана с чинейским интрузивным комплексом, массивы которого залегают в породах удоканской серии (участки Рудный, Дайковый, Контактный)*. Рудные тела, залегающие в эндоконтакте Чинейского массива, имеют линзовидную или жильную форму и образуют зоны шириной до 2,5 м при протяженности до первых километров. Руды сплошные и вкрапленные. Содержание меди от десятых долей процента до 2,4%. Меди сопутствуют кобальт и никель — до 0,02%. Рудные минералы представлены халькопиритом, пирротинном, пентландитом, борнитом, халькозином, азуритом, медной зеленью, редко пиритом, молибденитом и др. Масштабы оруденения не выявлены. Чинейский массив предположительно относится к эмерсивной стадии эпипротерозойского этапа.

В пределах Юдомо-Майской приорогенной металлогенической провинции выделяются металлогенические зоны Аллах-Юньская бокситоносная и Сэтте-Дабанская меденосная.

Сетте-Дабанская металлогеническая меденосная зона контролируется верхней частью уйской молассоидной формации; медь приурочена к чагдинской свите. Содержание меди в базальных песчаниках свиты — десятые доли процента, нарастает к верху разреза. Зона изучена слабо, выделена по аналогии с приорогенными металлогеническими зонами Прибайкало-Енисейского меденосного пояса.

Аллах-Юньская металлогеническая бокситоносная зона связана с предъюдомской корой выветривания, развивавшейся в эмерсивную стадию этапа на отложениях уйской молассоидной формации. Кору выветривания слагает 1,5—2-метровая зона осветленных пород, венчающихся 5—10-сантиметровым

* Не исключено, что медь стратиформных месторождений ассимилирована интрузивом при прорыве удоканской серии.

пластом ржаво-бурой глинистой массы. Этот пласт содержит линзы гиббсита мощностью 0,5—2 см. В гиббсите Al_2O_3 79,43%; SiO_2 12,5%; Fe_2O_3 2,91%; кремневый модуль 6,3 [251]. Зона контролируется Сахарским субширотным поднятием, на котором в конце эпипротозойского этапа шли процессы интенсивного химического выветривания. О региональном развитии этих процессов в конце эпипротозойского этапа на Сибирской платформе свидетельствует состав вышележащей юдомской свиты и ее аналогов в других районах Сибири. В. В. Жабин полагает, что гиббситовые образования Аллах-Юня относятся к мел-палеогеновому времени. Зона изучена слабо.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ФАНЕРОЗОЙСКИХ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Фанерозойское развитие чехла Сибирской платформы охватывает вендско-раннепалеозойский (с вендско-среднекембрийским и среднекембрийско-раннеордовикским подэтапами), среднепалеозойский (со среднеордовикско-раннедевонским и девонским подэтапами), позднепалеозойско-раннемезозойский (с позднепалеозойским и раннемезозойским подэтапами), средне-позднепалеозойский и современный (палеоген-неогеновый) этапы. В эти этапы формировались соответствующие плитные структурные ярусы, синхронные складчатым геосинклинальным и складчатым орогенным структурным ярусам в подвижных зонах ближайшего обрамления платформы (см. табл. 4).

Вендско-раннепалеозойский металлогенический этап

В вендско-раннепалеозойском этапе выделяются два подэтапа: вендско-среднекембрийский (амгинский век), характеризующийся повсеместным развитием хатакратонного режима, и среднекембрийско (майский век) - раннеордовикский, отличающийся появлением филократонных областей. Огромная хатакратонная структура первого подэтапа, формировавшаяся в условиях крупнейшей в мире «лагуны-моря», была отделена узкими барьерами от открытых морей каледонских геосинклиналей Восточного Саяна и Байкальской горной области. На состав рядов формаций второго подэтапа вдоль краевых частей юга и юго-запада платформы огромное влияние оказали орогенические движения каледонид. Структуры среднекембрийско-раннеордовикского подэтапа пространственно совпадают со структурами вендско-среднекембрийского подэтапа, но разнонаправленны и залегают со структурным несогласием на последних. Магматические формации этого этапа пока не распознаны.

Вендско-среднекембрийский подэтап характеризует развитие единой Восточно-Сибирской хатакратонной структурно-формационной области, в пределах которой выделяются Лено-Тунгусская, Алдано-Анабаро-Рыбнинская и Юдомо-Оленёкская структурно-формационные зоны (рис. 24). Лено-Тунгусская зона представляла собой огромную солеродную «лагуну-море», в котором накапливались терригенно-карбонатные и в большом объеме соленосные формации. Алдано-Анабаро-Рыбнинская структурно-формационная зона являлась плоским мелководным барьером; в его пределах накапливались формации мелководья с подводными размывами, развитием рифов, что способствовало выпадению фосфора. Барьер отделял Лено-Тунгусскую зону от Юдомо-Оленёкской зоны, отличающейся формациями открытого моря, среди которых преобладают известняковые и доманикоидного типа.

Металлогения вендско-среднекембрийского подэтапа не отличается большим разнообразием. В это время существовали условия, благоприятные для накопления солей, стратиформных свинцово-цинковых руд и фосфоритов. Подэтап характеризуется рудными формациями, связанными с эпохами трансгрессивной, инундационной и регрессивной стадий. С трансгрессивной стадией связана металлогеническая эпоха формирования рудной формации фосфоритов, с инундационной — рудной формации свинцово-цинковых руд в карбонатных породах, с регрессивной — накопление галитовой формации.

Внутри единой хатакратонной **Восточно-Сибирской металлогенической провинции** выделяются протяженная Алдано-Анабарская и небольшая Рыбнинская фосфатоносные зоны, Майско-Кыллахская и Юдомо-Оленёкская металлогенические зоны, перспективные на стратиформные свинцово-цинковые руды, и огромный Лено-Тунгусский солеродный бассейн (см. рис. 24).

Алдано-Анабарская фосфатоносная зона расположена в северо-восточной части платформы вдоль мелководного барьера. Зону слагают нижнеюдомская песчано-доломитовая (на юге), манькайская глауконитовая песчано-доломитовая, еркекетская и эмяксинская пестроцветные глинисто-карбонатные, коунамская битуминозная глинисто-известняково-доломитовая формации. Верхний ряд составляют оленёкская пестроцветная глинисто-карбонатная и силигирская сероцветная глинисто-известняковая формации. Фосфориты конкреционного типа распространены широко и связаны со всеми формациями нижнего ряда, приуроченными к Алдано-Анабаро-Рыбнинскому барьеру и зоне сочленения его с Южно-Оленёкской известняково-доманикоидной структурно-формационной зоной. На юге, в бассейне Юдомы, проявления фосфоритов установлены на Кыллахском поднятии. Два из них (Чухной и Акринское) локализованы в инниканской свите

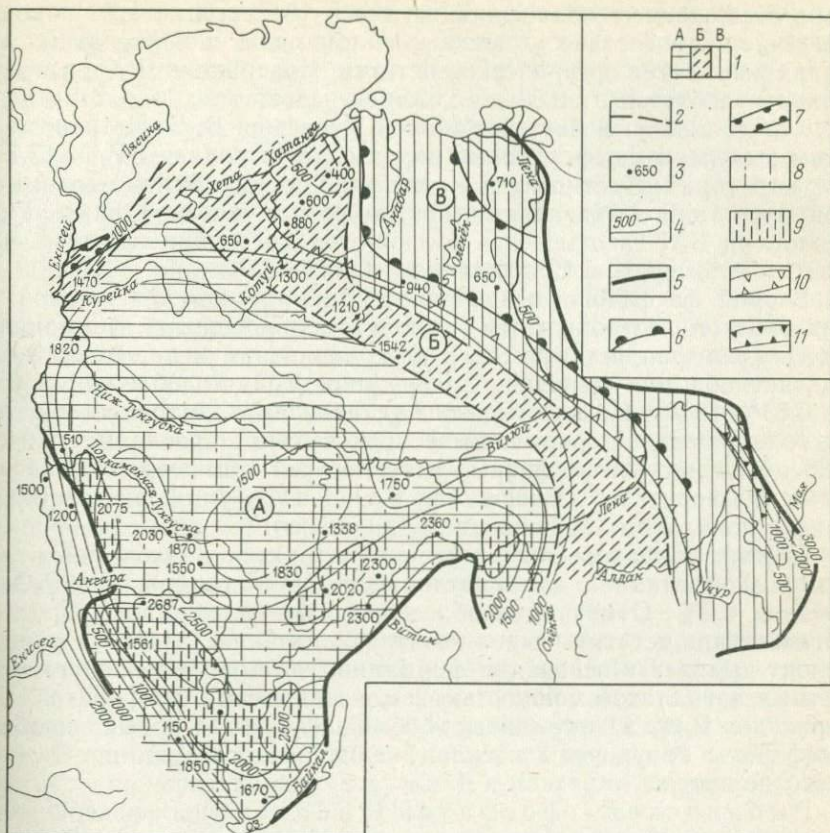


Рис. 24. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Сибирской платформы. Вендско-среднекембрийский подэтап.

1 — структурно-формационные зоны Восточно-Сибирской хатакратонной области (А — Лено-Тунгусская, Б — Алдано-Анабаро-Рыбнинская, В — Юдомо-Оленёкская); 2 — границы структурно-формационных зон; 3 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 4 — изолинии мощностей в м; 5 — современная граница Сибирской платформы; 6 — Алдано-Анабарская фосфатоносная зона, 7 — Рыбнинская фосфатоносная зона, 8 — Лено-Тунгусский соленодный бассейн, 9 — области предполагаемой калиеносности, 10 — Юдомо-Оленёкская металлогеническая зона, перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды, 11 — Майско-Кыллахская металлогеническая зона, перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды

нижнего кембрия, одно (Дюкятское) — в пестроцветной свите венда.

На севере зоны фосфориты обнаружены В. В. Петропавловским [244]. Наиболее древний фосфатоносный горизонт относится к манькайской глауконитовой песчано-доломитовой формации; он прослежен на расстоянии около 200 км, от р. Далдын на востоке до р. Госохи на западе. Фосфатоносность обусловлена повыше-

ным содержанием коллофана, который в терригенных породах встречается в составе цемента и обломков, а в карбонатных породах выполняет органические остатки. Содержание P_2O_5 в песчаниках колеблется от 0,33 до 3,63%, в известняках и доломитах — от 0,13 до 2,86%. В бассейне Малой Куонамки В. В. Петропавловским выделены фосфоритовые породы с содержанием P_2O_5 17,7%. На юге горизонт относится к нижнеюдомской песчано-доломитовой формации, в базальных конгломератах которой на р. Учур геологами ВАГТа отмечены фосфориты, слагающие гальку и цемент конгломератов. Содержание P_2O_5 11—12%.

Второй фосфатоносный горизонт приурочен к еркекетской и эмьяксинской пестроцветным глинисто-карбонатным формациям. Здесь коллофан встречается в виде скоплений в породе или выхолпняет обломки раковин. Содержание P_2O_5 колеблется от 0,12 до 0,53% [244]. На юге горизонт установлен в пестроцветной глинисто-карбонатной формации и представлен прослоями (0,1—0,35 м) глинистых фосфатных известняков, насыщенных желваковыми фосфоритами. Содержание P_2O_5 5,64%. Фосфориты приурочены к локальному субширотному поднятию.

Третий фосфатоносный горизонт находится в куонамской битуминозной глинисто-карбонатной формации; содержание P_2O_5 в среднем 0,2%. Отмечаются обломки фосфатсодержащих пород и органические остатки, выполненные коллофаном [244]. На юге горизонт выявлен в основании формации, где прослежен пласт фосфатных аргиллитов мощностью 2 м с желваками фосфоритов. Содержание P_2O_5 в аргиллитах 4,56—6,0% (бороздовые пробы). Фосфориты приурочены к склону субширотного Дыгдино-Огонекского поднятия.

Рыбнинская фосфатоносная зона расположена на северо-западе платформы, где прослеживается от о. Плахинского на Енисее до р. Гремяки и далее на северо-восток и контролируется Рыбнинской ветвью Алдано-Анабаро-Рыбнинской структурно-формационной зоны, которую характеризуют три малых ряда формаций [140]. Фосфориты ракушечкового типа связаны с гремякинской пестроцветной глинисто-известняковой формацией и вскрыты в бассейне Рыбной в присводовой части валообразного поднятия. В основании формации содержится слой черного фосфоритового известняка мощностью 2—2,3 м. Содержание P_2O_5 достигает 17,4%.

Фосфатоносность Алдано-Анабарской и Рыбнинской фосфатоносных зон контролируется мелководным Алдано-Анабаро-Рыбнинским барьером, вдоль которого происходило выпадение фосфора — в полосе прибрежного мелководья — при поступлении фосфата из глубинных частей открытого моря, находившегося к северо-востоку за современными границами платформы. Благоприятные условия для накопления фосфора в этих металлогенических зонах создавались в конседиментационных структурах типа мульд.

Лено-Тунгусский солеродный бассейн, занимающий больше половины платформы (центральную и южную ее

части) [73, 82, 214, 215], характеризуется накоплением соленосных формаций (см. рис. 24). Соленосная (галогенная) формация охватывает широкий диапазон стратиграфической шкалы — от верхов мотской свиты (иркутского горизонта) до оленчиминского горизонта верхнего (среднего?) кембрия включительно. Интенсивное соленакопление началось в усольское время, но региональное накопление сульфатов кальция (гипса, ангидрита), а также местами солей отмечается в верхнем комплексе (40—50 м) верхней подсвиты мотской свиты.

Площадь, занятая кембрийской галогенной формацией, огромна — около 1,5 млн. км², а мощность ее до 2500 м; суммарная мощность отложений каменной соли в центральных частях Иркутского амфитеатра до 1000 м [73]. Выделены пять стратиграфических уровней соленакопления, группирующихся в три основных цикла: усольский, охватывающий соленосные отложения иркутского и усольского горизонтов; бельский с соленосными отложениями толбачанского горизонта и ангарский, включающий соленосные отложения бурятского и наманского горизонтов нижнего кембрия и амгинского яруса среднего кембрия. В центральной части Илгинской впадины и во Вельминской впадине промышленные пласты встречены также в отложениях низов среднего кембрия. Мощность отдельных пластов соли колеблется от 1 до 83 м, чаще составляет 5—12 м. Суммарная мощность промышленных пластов соли, пригодных для подземного выщелачивания, составляет 300—1100 м. Качество каменных солей хорошее, содержание NaCl в них 97,3—99,8%. Общие запасы каменной соли оцениваются в сотни триллионов тонн. Разрез галогенной формации представлен многократно чередующимися пачками и пластами каменной соли и несоляных пород [73, 82, 157, 214].

А. Л. Яншин [210, 355] показал, что кембрийский галогенез контролировался происходившими в Лено-Тунгусском солеродном бассейне тектоническими процессами. В конседиментационных впадинах и прогибах галогенный процесс мог достигать своих завершающих стадий, приводящих к садке сильвина и карналлита. На поднятиях и валах, разделявших конседиментационные впадины, галогенез не достиг полного развития и завершился выпадением галита.

Граница солеродного бассейна контролируется региональными тектоническими факторами, т. е. крупными конседиментационными впадинами, расположенными вдали от областей интенсивного сноса. Наиболее соленасыщенными являются глубокие части впадин (максимальные мощности осадков) вследствие более полных циклов галогенеза и появления новых циклов. В наиболее интенсивно погружающиеся участки происходил приток концентрированной рапы, и здесь могли отлагаться калийные соли [63]. Калийная минерализация в солях встречается в виде вкрапленности, иногда крупной (до 6 см в диаметре) и седиментационных сгущений сильвина, карналлита и калийных хлоридов железа. Сильвин концентрируется обычно в средних и верхних частях прослоев галита.

Карналлит приурочен чаще всего к основанию галопелитовых прослоек, разделяющих годовичные слои галитовых пород. Наибольшие скопления калийных солей характерны для усольской свиты, тынысской и троицкой пачек, тяготеющих к крыльям Троицко-Михайловского вала.

Проявления калиеносности приурочены к завершающим стадиям соленакопления и известны в четырех горизонтах формации — в нижней части верхней части усольской свиты, бельской свите, нижней части верхней трети ангарской свиты и в литвинцевской свите [8, 169, 210, 355]. Благоприятные условия для образования калийных солей существовали в Тасеевской, Березовской, Илгинской и Турамской (Вельминской) впадинах, в зоне Непских складок (Гаженские структуры), а также в Присаянье от р. Ангары до пос. Тулун, где отмечены максимальная соленасыщенность разреза и конседиментационный характер структур.

В Тасеевской впадине [157] встречен прослой (0,7 м) карналлит-галитовой породы с содержанием карналлита около 21%, а в скв. 98к — прослой (до 0,1 м) чистой карналлитовой породы.

Калиеносность в Тасеевской впадине растет к ее центру и востоку. В Илгинской впадине калиевые проявления приурочены к верхней части ангарской свиты. Калиеносность растет к северо-востоку. В пределах Гаженских структур в зоне Непских складок калийные соли связаны с ангарской свитой. Гидрогеохимические данные указывают на наличие калийных солей и в других районах распространения соленосной формации.

Литология кембрийской галогенной формации и строение соленосных горизонтов свидетельствуют о том, что осадки накапливались в условиях частой и резкой смены солености вод бассейна: нормально морские условия сменялись значительным насыщением воды бассейна солями вплоть до достижения солеродной стадии. Это обуславливалось главным образом ослаблением связи соленосного бассейна с открытым морским водоемом. Некоторую роль также играл приток вод с суши, о чем свидетельствует невысокое содержание в галогенной формации терригенного материала [82]. На севере от открытого бореального моря Лено-Тунгусский солеродный бассейн был отделен системой подводных барьеров Алдано-Анабаро-Рыбинской зоны, которые затрудняли и временами почти прекращали доступ в солеродный бассейн вод открытого моря. По мнению М. А. Жаркова и В. В. Хоментовского, солеродный бассейн соединялся с открытым геосинклинальным морем на юге, в области современного Саяно-Байкальского нагорья.

С песчаниками парфеновского горизонта базальной формации Лено-Тунгусской области связаны проявления марганцевой минерализации [56]. Марганцевоносные отложения примыкают к неопротозойской перикратонной марганценосной зоне Восточного Саяна и в значительной мере образовались за счет размыва шангулежской марганценосной формации.

Юдомо-Оленёкская металлогеническая зона, перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды, контролируется Юдомо-Оленёкской и Анабаро-Ленской структурно-формационными зонами. Зона охватывает западный и восточный склоны Анабарского поднятия, значительную часть Суханской впадины и северо-восточный склон Приленской моноклизы. Ее слагают два малых ряда формаций [39, 140].

На юге повышенные содержания свинца и цинка связаны с доломитами нижнего кембрия, что устанавливается по составу вод источников, дренирующих эти породы. На Билирском проявлении, расположенном в долине среднего течения Алдана, содержание цинка в водах достигает 118 мг/л [8, 169].

На восточном склоне Анабарского поднятия и в Суханской впадине свинцово-цинковое оруденение приурочено к доломитам чабурского горизонта нижнего кембрия. Содержание цинка в доломитах — десятые доли процента.

В пределах западного склона Анабарского поднятия проявления цинкового оруденения наблюдались в породах чабурского горизонта (бассейн Эриечки), в доломитах киндынской доломитовой формации (бассейны Котуйкана, Маймечи). В бассейне Киндына В. Н. Егоровым обнаружен горизонт галенитовых руд мощностью до 1,5 м, прослеживающийся на 150 м среди доломитов киндынской формации. Радиологический возраст галенита 570 млн. лет.

Майско-Кыллахская металлогеническая зона, перспективная на стратиформные свинцово-цинковые руды, расположена на востоке Юдомо-Майского прогиба. Ее слагают нижнеюдомская песчано-доломитовая и верхнеюдомская доломитовая формации. Эти формации слагают здесь ряд гребневидных линейных антиклиналей и разделяющих их более широких синклиналей. Западные крылья антиклиналей запрокинуты или надвинуты на сопряженные синклинали [9]. Широко проявлены субмеридиональные разломы и сбросы. Месторождения свинцово-цинковых руд (Сардана и др.) приурочены к верхнеюдомской доломитовой формации. Свинцово-цинковое оруденение представлено гнездово-прожилково-вкрапленными и сплошными галенит-сфалеритовыми рудами преимущественно полосчатой текстуры. Вторые составляют основную ценность. Главными сульфидными минералами являются сфалерит, галенит и пирит, второстепенными — арсенопирит и марказит; в виде редкой примеси встречены халькопирит, блеклые руды и сульфосоли свинца. Отношение содержания цинка к свинцу в рудах 3,5:4 [90, 226]. Рудные тела залегают согласно со слоистостью вмещающих доломитов и образуют линзы протяженностью до первых сотен метров. Нижний рудоносный уровень охватывает фациально выдержанную базальную пачку светлых кристаллических «сахаровидных» доломитов мощностью от 15 до 42 м. Второй рудоносный уровень совпадает с вышележащей пачкой (мощностью от 8 до 20 м) темных и серых битуминозных слоистых доломитов, содержащих углеродисто-фос-

форитовые конкреции. Третий и четвертый уровни относятся к самой продуктивной пачке, представленной светлыми «сахаровидными» доломитами и полосчатыми доломитовыми известняками мощностью от 40 до 80 м. Морфология рудных тел этой пачки в основном определяется формой тел рудовмещающих «сахаровидных» доломитов. Последние по латерали резко «пилообразно» замещаются плотными доломитовыми известняками, не содержащими рудной вкрапленности.

Основным литологическим типом пород, вмещающих руды Сарданы, являются светлые «сахаровидные» доломиты, а зона резкой смены доломитов известняками (как по латерали, так и по вертикали) — это ведущий фактор контроля для большинства рудных тел [90, 226]. В структурном отношении основная масса оруденения приурочена к крутому западному крылу Курунгской антиклинали. Как показали ретроспективные построения, выполненные А. К. Иогансоном, антиклиналь имела конседиментационный характер — пологая положительная структура в юдомское время. Приуроченность рудных тел к единому стратиграфическому горизонту, их пластовая форма, вмещающие осадочные породы, не несущие следов гидротермально-метасоматического воздействия, указывают на экзогенное происхождение оруденения. Зона протягивается на 10—14 км в северной периклинальной части крупного поднятия. Залегающие на своде последнего отложения усть-кирбинской свиты уйской красноцветной молассоидной формации и лахандинской пестроцветной глинисто-карбонатной формации, богатой свинцом и цинком, по-видимому, служили поставщиком халькофильных элементов в продуктивные горизонты зоны.

Среднекембрийско-раннеордовикский металлогенический подэтап

В течение среднекембрийско-раннеордовикского подэтапа, которому предшествовала небольшая структурная перестройка, развивались Лено-Тунгусская хатакратонная, Алдано-Анабарская филократонная и Иркутско-Енисейская приорогенная структурно-формационные области. Особый отпечаток на характер формаций подэтапа наложили орогенные движения каледонид, периодические восходящие движения в Алдано-Анабарском филократоне, а также нисходящие движения большой амплитуды на северо-западе платформы. Формации второго подэтапа, формировавшиеся в относительно короткий период орогенных движений, происходивших за пределами платформы, образуют вдоль ее окраин шлейф кластогенных отложений, заполняют компенсированные прогибы и залегают на платформенных формациях. В Иркутско-Енисейской приорогенной области выделяются Иркутская (с Присянской, Прибайкальской, Ангаро-Илимской и Катангской подзонами) и Подкаменно-Тунгусская (с Вельминско-Лебяжьинской и Чуньской подзонами) структурно-формационные зоны. В Лено-Тунгус-

ской области различаются Лено-Котуйская (с Ленской, Моркокинской и Котуйской подзонами) и Катангско-Тембенчинская структурно-формационные зоны (рис. 25), контролируемые одноименными конседиментационными синеклизами и антеклизами и различающиеся набором слагающих их рядов формаций [140].

Металлогения подэтапа характеризуется развитием меденосных и свинецсодержащих осадочных формаций, а также кор выветривания. В средне-позднекембрийскую эпоху появляются меденосные формации, в позднекембрийско-раннеордовикскую — свинецсодержащие. С регрессивной стадией подэтапа связана металлогеническая эпоха образования рудных формаций медистых песчаников и сланцев и свинцово-цинковой минерализации. Эмерсивную стадию характеризует широкое развитие формаций кор выветривания. Выделяются Иркутско-Енисейская приорогенная, Лено-Тунгусская хатакратонная и Алдано-Анабарская филократонная металлогенические провинции.

В течение подэтапа в **Иркутско-Енисейской приорогенной металлогенической провинции** развивались, сменяя друг друга во времени и смещаясь в пространстве, следующие металлогенические зоны: Подкаменно-Тунгусская (Вельминско-Лебяжьинская) и Ленская (Прибайкальская), перспективные на стратиформные медные руды, Чуньская и Прибайкало-Березовская, перспективные на стратиформные свинцовые руды. Металлогенические зоны контролируются одноименными структурно-формационными зонами и подзонами (см. рис. 25).

Подкаменно-Тунгусская металлогеническая зона, перспективная на стратиформные медные руды, выделяется вдоль восточной окраины Енисейского кряжа, где она контролируется Вельминско-Лебяжьинской приорогенной структурно-формационной подзоной Подкаменно-Тунгусской структурно-формационной зоны; ее протяженность 500 км. По данным Р. Я. Склярова, Н. С. Малича, Э. И. Кутырева, Б. В. Шибистова, Ю. Н. Ельхова, Е. В. Покровского и др., основные меденосные горизонты приурочены к эвенкийской красноцветной глинисто-песчаной аллохтонной формации и к основанию турамской пестроцветной глинисто-карбонатной формации. Формации содержат вкрапленники халькозина, халькопирита, ковеллина, малахита и азурита в песчанистых известняках и доломитах. Мергели, алевролиты и песчаники, как правило, безрудные. Мощность наиболее значительных меденосных горизонтов от 0,3 до 10 м. Оруденение внутри них распределено неравномерно. Медистые отложения относятся к двум типам — медистых песчаников и медистых сланцев. Первый тип представлен лагунно-дельтовым подтипом, второй — заливно-лагунным и мелководно-морским [122].

Содержание меди по простиранию изменяется от 1 до 1,15% параллельно с изменением количества глинистого материала от 18 до 47% и уменьшается до кларковых при увеличении количества песчано-алевритового материала до 40% [20]. Максимальное накопление меди происходило в зоне глинисто-доломитовых отложе-

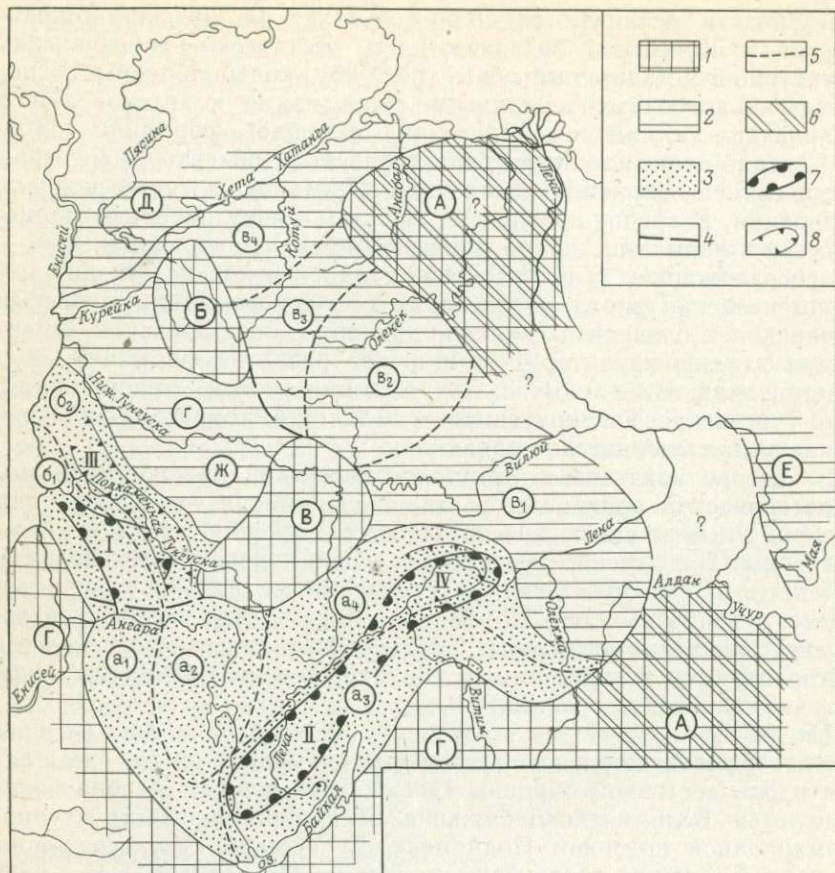


Рис. 25. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Сибирской платформы. Среднекембрийско-раннеордовикский подэтап.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (для раннеордовикской части подэтапа) (А — Алдано-Анабарская, Б — Тембенчинская, В — Катангская, Г — Байкальско-Енисейская); 2 — хатакратонные (Д — Хатангско-Норильская, Е — Сетте-Дабанская, Ж — Лено-Тунгусская); 3 — приорогенная Иркутско-Енисейская. 4 — границы структурно-формационных зон: Иркутской (а), Подкаменно-Тунгусской (б), Лено-Котуйской (в) и Катангско-Тембенчинской (г); 5 — границы структурно-формационных подзон: Присяянской (а₁), Ангаро-Илимской (а₂), Прибайкальской (а₃), Катангской (а₄), Вельминско-Лебяжьинской (б₁), Чуньской (б₂), Ленской (в₁), Моркокинской (в₂), Котуйской (в₃), Маймечинской (в₄); 6 — Алдано-Анабарская металлогеническая филократонная провинция корообразования. Металлогенические зоны Иркутско-Енисейской металлогенической приорогенной провинции: 7 — стратиформных медных руд (I — Подкаменно-Тунгусская, II — Ленская); 8 — перспективные на стратиформные свинцово-цинковые руды (III — Чуньская, IV — Прибайкало-Березовская)

ний. По направлению к береговой линии палеобассейна эти отложения замещаются терригенными и меденосными, а в сторону хатакратонных конседиментационных поднятий они переходят в существенно карбонатные породы, в которых вместо меди появляются свинец, цинк и серебро.

Ленская металлогеническая зона, перспективная на стратиформные медные руды, выделяется на юго-востоке платформы и тянется от р. Ангары на юге в северо-восточном направлении вдоль долины р. Лены на 600 км. Медное оруденение приурочено к верхоленской красноцветной формации [20, 35, 106, 121, 122, 140, 160, 169, 184, 352 и др.] — в ее основании и в трех горизонтах нижней подсвиты верхоленской свиты. Основные концентрации меди сосредоточены в верхнем горизонте мощностью от 0,3 до 2 м, наибольшие ее содержания приурочены к известковистым песчаникам и конгломерато-брекчиям оолитовых известняков. Минералы меди представлены халькозином, халькопиритом, ковеллином, малахитом и азурином. Наиболее богатые руды в Прибайкалье содержат до 6% меди. Тип оруденения преимущественно мелководно-морской и лагунно-дельтовый.

Количество сульфидного оруденения увеличивается от р. Лены в сторону складчатого обрамления платформы. В обратном направлении прослеживается скопление оруденения вверх по стратиграфическому разрезу формации.

Меденосные горизонты, по данным Л. Ф. Наркелюна [160], формировались в мелководных лагунах и заливах, периодически обособлявшихся от эпиконтинентального бассейна. Наибольшее количество меди осаждалось в прибрежной полосе вблизи береговых сооружений, кос и подводных валов, которые и служили своеобразными ловушками, способствовавшими повышению концентрации меди в бассейне.

Пространственное расположение меденосной зоны контролируется региональным структурным (палеотектоническим) фактором, проявляющимся в приуроченности ее (меденосных площадей) к краям отрицательных палеоструктур (типа впадин), примыкающих к зоне сочленения Сибирской платформы с Байкало-Патомским нагорьем и Восточным Саяном, представлявших собой в среднем и позднем кембрии область сноса. Локальный структурный контроль меденосных площадей с оптимальной концентрацией меди в пределах зоны выражается в приуроченности последних к валообразным поднятиям. В пределах последних рудопроявления и месторождения контролируются брахиантиклинальными структурами низших порядков. Эти структуры развиты на пологих крыльях валов, обращенных к области питания, так как на склонах были наиболее благоприятные условия для выпадения меди из растворов. В илгинской свите, по данным М. А. Кулакова [121], медное оруденение приурочено к средней пестроцветной подсвите и представлено вкрапленностью халькозина, ковеллина, борнита, халькопирита, галенита, сфалерита, малахита и азурита. Содержание меди достигает 2% при мощности меденосного горизонта 1,8 м, а в штуфных пробах — 6,36%. Кроме того, в медистых песчаниках повышено содержание кобальта, никеля, молибдена, мышьяка, сурьмы, серебра, золота. Медная минерализация связана с терригенно-карбонатными породами, часто органогенными.

Зона контролируется Прибайкальской приорогенной подзоной (Прибайкальская впадина). С. Г. Галабурда [35] считает, что медное оруденение не имеет регионального распространения, а локализуется в небольших мульдах, приуроченных к Ленской допозднекембрийской впадине в виде цепочки, вытянутой по долине р. Лены. Медное оруденение связано в основном с одним пластом мощностью от 0,2 до 1,3 м.

Южная часть Ленской меденосной зоны представляет собой пологий борт Иркутской структурно-формационной области, плавно погружающийся к северо-западу. В пределах этой моноклинали выделяются Северо-Чиканская и Южно-Чиканская конседиментационные впадины верхоленского и илгинского веков, разделенные Жигаловским валом. М. А. Кулаков [121] в восточной части зоны выделяет Верхнекиренскую конседиментационную впадину. Впадины ориентированы в северо-восточном направлении и осложнены рядом более мелких отрицательных (мульды) и положительных (валы) структур. Анализ мощностей и литофациального состава отложений верхоленской и илгинской свит указывает на конседиментационный рост мульд и валов.

Мощность меденосных горизонтов в обеих впадинах регулируется конседиментационными структурами — от 1 м на валах до 3,5—6 м в осевых частях мульд. Оптимальные концентрации руд, как это показал М. А. Кулаков [121], устанавливаются на центриклиналях структур, где мощность рудного горизонта средняя. Так, на юго-западных центриклиналях мульд Южно-Чиканской впадины мощность рудного горизонта 1—1,6 м при содержании меди 1—1,4%; на крыльях структур рудные пласты мощностью 0,7—1 м содержат 0,5—0,7% меди; в центральных частях мульд мощность рудного горизонта превышает 4 м, но концентрация меди низкая (0,1—0,3%, редко до 0,5%).

Большое значение для оптимальных концентраций меди имели седиментационные ловушки, т. е. небольшие экзогенные углубления (1,5—2 м) в рельефе дна бассейна на бортах конседиментационных структур и осевые части длительно формировавшихся конседиментационных мульд. Все это указывает на то, что восточная часть Ленской металлогенической зоны является перспективной.

Медные руды Подкаменно-Тунгусской и Ленской металлогенических зон, как принято считать, контролируются распространением верхоленской и эвенкийской свит. Однако структурно-формационный анализ показал, что верхоленская и ее аналог эвенкийская свиты представляют собой каждая латеральные ряды формаций, образующие концентрические пояса. Внешний пояс представлен красноцветной молассоидной формацией, прилегающей к орогенам (Енисейский, Байкальский), опоясывающим Иркутский амфитеатр с запада, юга и востока. Средний пояс сложен красноцветной глинисто-песчаной формацией, замещающей приорогенную молассоидную в глубь платформы. Третий пояс образован пестроцветной глинисто-карбонатной формацией, распо-

лагающей еще дальше от ороенов. Когда выпадает из латерального ряда красноцветная глинисто-песчаная формация, а красноцветная молассоидная непосредственно переходит в пестроцветную карбонатно-глинистую, последняя, как правило, меденосна. Таким образом, медное оруденение контролируется пестроцветной карбонатно-глинистой формацией и полосой перехода ее в красноцветную молассоидную. Полоса с оптимальной концентрацией меди в ширину иногда достигает десятков километров и совпадает с прибрежно-морскими осадками или пестроцветными карбонатно-кластогенными образованиями мелководий (лагуно-дельтовый тип). В структурном отношении оруденение тяготеет к склонам внутриплатформенного Ангаро-Илимского поднятия. Небольшая концентрация меди приурочена к внешним крыльям положительных линейных конседиментационных структур третьего порядка (валы), осложняющих склоны Ангаро-Илимского поднятия. Внешние крылья, фронтом обращенные к источникам сноса, явились местом выпадения в осадок солей меди, так как здесь происходила смена режима рН.

Медь и свинец приносились в район с осадками со стороны Енисейского кряжа и Байкальской горной страны и позднее перемещались седиментационными водами в среднем — позднем кембрии в северо-восточном направлении, а в ордовике в северо-западном. Значение медепроявлений усиливается тем, что они относятся к типу «медистых сланцев» [18], т. е. к типу, к которому относятся такие крупнейшие месторождения, как Мандсфельд в ГДР, Гроздецкое в Польше и др. Медное оруденение имеет четкие структурный (приорогенная структурно-формационная зона, мульды и т. д.), стратиграфический (основания верхоленской — эвенкийской, илгинской — турамской свит), литологический (приуроченность оптимальных концентраций меди к песчанистым и доломитистым известнякам, реже к песчанистым доломитам), фациальный (резкая смена фациального профиля, зоны стыка участков различных условий седиментации), палеогеографический и формационный (выпадение из латерального ряда красноцветных формаций и зоны перехода молассоидных в пестроцветные формации) факторы контроля.

В Чуньской металлогенической зоне, перспективной на стратиформные свинцовые руды, оруденение известно в бассейнах Подкаменной Тунгуски и Тычаны и представлено рассеянной вкрапленностью, конкрециями и прожилками галенита со сфалеритом, целестином и баритом [222]. Приурочено оно к отложениям верхней части пролетарской свиты и к чуньской свите песчано-карбонатной формации; к полосе латерального перехода песчано-доломитовых и песчано-известняковых формаций. Мощность оолитовых и строматолитово-водорослевых доломитов и известняков, содержащих вкрапленность сульфидов, до 17 м, а песчаников 1—2 м. Рудоносная зона контролируется серией мульдообразных и валообразных структур Чуньской подзоны Подкаменно-Тунгусской структурно-формационной зоны.

В Прибайкало-Березовской металлогенической зоне, перспективной на стратиформные свинцово-цинковые руды, выделяющейся вдоль р. Лены от ст. Жигалово до г. Киренска и далее на северо-восток (см. рис. 25), оруденение приурочено к отложениям низов усть-кутской песчано-карбонатной формации на участках перехода песчано-доломитовых в песчано-известняковые и оолито-известняковые породы [106, 122]. Мощность оруденелого горизонта до 3—7 м. Среднее содержание свинца около 1%, цинка — до 0,3%. Галенит встречается в виде вкрапленников размером 1—1,5 мм, реже 1—1,5 см. Иногда он образует тонкие прожилки по наслоению известняков. Обогащенные медью и свинцом участки, по мнению С. Г. Галабурды, приурочены к мульдообразным впадинам, вытянутым в виде цепочки вдоль Ленской депрессии и образовавшимся одновременно с ней. Это доказывается тем, что в мульдах мощность главного свинцовоносного пласта колеблется от 1,2 до 1,5 м, а в местах пологих антиклинальных поднятий, где галенит отсутствует, — от 0,6 до 0,8 м.

Наряду со структурным фактором и наличием рудоносных формаций в области сноса для концентрации металла огромное значение имела благоприятная палеогеографическая обстановка: наличие заливов, лагун и депрессий, расположенных недалеко от береговой линии, а также рифовых сооружений, кос, баров или подводных отмелей, барьеров, отгораживающих прибрежную полосу бассейна от открытого эпиконтинентального моря.

Как показал структурно-формационный анализ, осадочное оруденение контролируется только той частью глауконитовой песчано-карбонатной формации, которая приурочена к полосе латеральной ее замещения сероцветной молассоидной либо глауконитовой песчаной. Эти полосы длиной до нескольких десятков километров приурочены к юго-западному склону Катангского и юго-восточному склону Ангаро-Илимского поднятий. Внутри этих полос оруденение концентрируется на участках резкого перехода песчано-доломитовых в песчано-известняковые и оолито-известняковые породы. В структурном отношении такие участки тяготеют к осевым частям (или крыльям) положительных структур третьего порядка (Тычанский вал).

С эмерсивной стадией развития подэтапа связано корообразование в пределах Алдано-Анабарской филократонной, Иркутско-Енисейской приорогенной и Лено-Тунгусской хатакратонной металлогенических провинций. Продуктами разрушения и переотложения кор выветривания эмерсивной стадии подэтапа являются байкитская и бадарановская кварцево-песчаные формации, заканчивающие раннеордовикский малый ряд формаций в Лено-Тунгусской и Иркутско-Енисейской металлогенических провинциях. Кроме переотложенных кор выветривания с эмерсивной стадией подэтапа связана кора выветривания *in situ*. Такая кора выветривания байкитской кварцево-песчаной формации в бассейне Подкаменной Тунгуски, по материалам В. А. Герасимова и Е. П. Мар-

кова, содержит Al_2O_3 до 15,23%, Fe_2O_3 1,65—38,34%, SiO_2 17,52%. Однако для выделения металлогенических зон, связанных с эмерсивной стадией подэтапа, данных недостаточно.

Среднепалеозойский металлогенический этап

В среднепалеозойском этапе различаются два подэтапа — среднеордовикско-нижнедевонский и девонский. Первый характеризуется широким развитием хатакратонного режима, а второй — резким сокращением площадей осадконакопления, большим разнообразием и дифференциацией структур, появлением приорогенных структурно-формационных областей. Среди формаций первого подэтапа наибольшее значение имеют формации трансгрессивной и инундационной стадий, весьма ограниченно развиты формации регрессивной стадии и заметно — заключительной (коры выветривания), но без проявлений магматических формаций. Второй подэтап характеризуется формированием формаций преимущественно регрессивной и эмерсивной стадий с проявлением магматических формаций основного, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного состава. Формации трансгрессивной и инундационной стадий развиты весьма ограниченно, в угнетенной форме. На становление структур и образование формаций второго подэтапа юга платформы большое влияние оказали глыбово-сводовые движения в области Восточного Саяна, Енисейского кряжа и Байкало-Патомского нагорья. Структуры первого подэтапа развиты на значительно больших территориях платформы и не всегда пространственно совпадают со структурами второго подэтапа. Структуры второго подэтапа всегда разнонаправленны и залегают со структурным несогласием на структурах первого подэтапа либо на более древних образованиях.

Среднеордовикско-нижнедевонский металлогенический подэтап

Среднеордовикско-нижнедевонский подэтап начинается с огромной эпиконтинентальной трансгрессии, охватившей центральные и северо-западные районы платформы. В результате трансгрессии формируется обширная хатакратонная структурно-формационная область, ограниченная на востоке и северо-востоке Анабаро-Алданской, на юге — Байкало-Саянской филократонными областями. К западу и северо-западу область выходит далеко за рамки современных границ платформы. В пределах Лено-Тунгусского хатакратона в начале подэтапа развивались Тембенчинское, Катангское, Енисейское и Туруханское поднятия. Затем площадь хатакратона начинает постепенно сокращаться до полной эмерсии в начале девона (зубовское время). В течение подэтапа накапливались два малых ряда формаций — средне-позднеордовикский и силурийско-раннедевонский. Первый ряд характеризуется широко распространенными формациями терригенного и терригенно-кар-

бонатного семейств; весьма ограниченно развиты формации карбонатного, сульфатно-карбонатного семейств и семейства кор выветривания. Из формаций второго ряда широко распространены формации карбонатного и сульфатно-карбонатного семейств и весьма ограниченно — терригенного. Выделяются Лено-Тунгусская хатакратонная и Алдано-Анабарская филократонная структурно-формационные области. Металлогению подэтапа характеризуют металлогенические эпохи, связанные с трансгрессивной и весьма ограниченно с регрессивной и эмерсивной стадиями развития: с трансгрессивной стадией — эпоха накопления рудных формаций фосфоритов и гематит-лимонитовых руд, с регрессивной — эпоха соленакпления, а с эмерсивной — эпоха корообразования.

В начале подэтапа развивалась **Лено-Тунгусская хатакратонная металлогеническая провинция**, охватывающая огромный, почти замкнутый Криволуцкий бассейн. Провинция формировалась в результате ингрессии криволуцкого моря на пенеппенизированную сушу и поступления в мелководный бассейн с окружающих его филократонов продуктов разрушения кор выветривания. В пределах провинции выделяются металлогенические зоны Приленская и Котуйская фосфатоносные и осадочных железных руд, а также Нижнекатангская фосфатоносная (рис. 26).

Приленская металлогеническая зона фосфатоносных и осадочных железных руд расположена на междуречье верховьев Нижней Тунгуски и среднего течения р. Лены и ориентирована в северо-восточном направлении. Она содержит рудные формации гематит-лимонитовую и фосфоритов ракушнякового типа. Зона контролируется криволуцкой пестроцветной песчаноглинистой формацией, развитой в краевых частях хатакратонной структурно-формационной области. По данным Ф. В. Никольского и др., железорудные горизонты приурочены к нижней части криволуцкой рудоносной формации — волгинскому и кудринскому горизонтам. Нижний горизонт слагают оолитовые гематитовые руды и оруденелые алевролиты мощностью 2—3 м. Руды залегают в виде пластов и линз и содержат 30—45% железа или 39—65% FeO. Верхний рудный горизонт сложен ожелезненными алевролитами и песчаниками мощностью 3—5 м. Наиболее богатые руды приурочены к отрицательным конседиментационным структурам. Руды представлены в основном оолитами (размером до 2—3 мм) и обломками раковин, скрепленными гидроокислами железа и гематитом. Цемент руд лимонитовый, карбонатный, реже кварцевый. В долине Лены, вблизи сел. Кривая Лука в низах формации насчитывается более 17 прослоев лимонит-гематитовых руд мощностью в сумме около 6 м. Содержание железа колеблется от 20 до 38%. Общие запасы железа только на востоке Приленской зоны оцениваются в миллиарды тонн. Основные запасы промышленных оолитовых руд сосредоточены в нижнем рудном горизонте и локализуются на отдельных участках, выделяющихся в виде полос, ориентированных параллельно друг другу в северо-восточ-

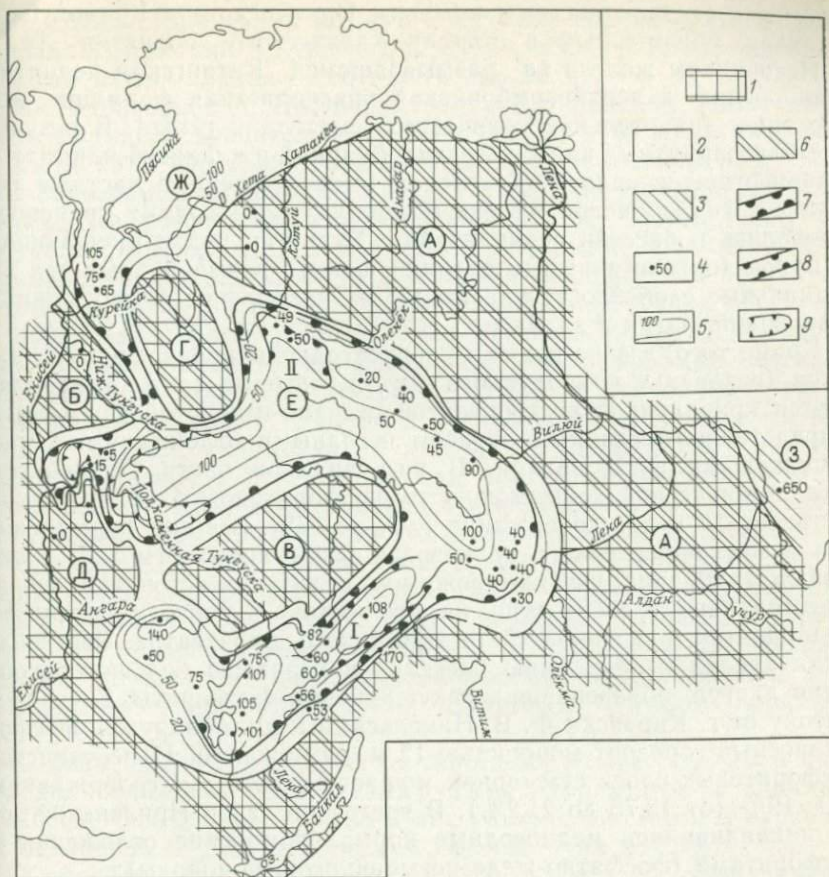


Рис. 26. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Сибирской платформы. Начало среднеордовикско-раннедевонского подэтапа, криволучский век.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (А — Алдано-Анабарская, Б — Тембенчинская, В — Катангская, Г — Туруханская, Д — Енисейская); 2 — хатакратонные (Е — Лено-Тунгуская, Ж — Норильско-Хатангская); 3 — перикратонные (З — Сетте-Дабанская). 4 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 5 — изолинии мощностей в м. Металлогенические провинции: 6 — филократонные корообразования (А — Алдано-Анабарская, Б — Тембенчинская, В — Катангская, Г — Туруханская, Д — Енисейская); 7 — хатакратонная Лено-Тунгуская. Металлогенические зоны Лено-Тунгусской провинции: 8 — фосфатоносных и осадочных железных руд (I — Приленская, II — Котуйская); 9 — фосфатоносная Нижнекатангская

ном направлении. Длина их 50—80 км, ширина 10—20 км [42].

Оптимальные концентрации руд, образующие пластообразные тела максимальной мощности, сосредоточены в западинах дна бассейна, расположенных на северо-западном крыле конседиментационных валуобразных поднятий. Рудоносная формация с повышенным содержанием железа окаймляет широкой полосой Катангское поднятие. Наиболее перспективные рудопроявления при-

урочены к северо-западным крыльям Приленского и Кривоуцко-го валов, обращенным в сторону Катангского поднятия [42].

Источником железа на размывавшемся Катангском поднятии была средне- и верхнекембрийская красноцветная формация, содержащая значительное количество гематита и гётита. В результате благоприятных климатических (жаркий и влажный климат) и ландшафтно-тектонических условий высвобожденные частицы гематита и гидроокислов железа поверхностными водами транспортировались в бассейн седиментации. Характер руд и вмещающих их пород (органические известняки и др.), форма рудных тел и фациальные особенности указывают на накопление их в условиях мелководий, лагун и заливов.

Кроме того, в зоне широко распространены проявления фосфоритов (основание кривоуцко-го яруса), которые также контролируются кривоуцкой пестроцветной песчано-глинистой формацией и представлены главным образом песчаными отложениями с ракушняковыми фосфоритами. В юго-западной части Приленской металлогенической зоны мощность фосфоритоносных ракушняков достигает 0,7 м при содержании P_2O_5 до 17%. Все они формировались в зоне опресненного мелководья (лингуловых отмелей) с активным гидродинамическим режимом вблизи от источника сноса, представлявшего собой сушу на юго-востоке и конседиментационное поднятие в северной части Иркутского амфитеатра. Рост поднятия привел к обмелению бассейна и развитию большого скопления лингул, образовавших ракушняковые фосфориты. К северо-востоку от г. Киренска Ф. В. Никольским и др. обнаружен фосфоритоносный горизонт мощностью 12 м, содержащий 17 песчанисто-фосфоритовых слоев суммарной мощностью 3,75 м с содержанием P_2O_5 19% (от 13,75 до 21,2%). В восточной части Приленской зоны накапливались мелководные нормальноморские отложения с фосфоритами (фосфатно-железистые оолитовые породы).

Нижнекатангская металлогеническая фосфатноносная зона расположена на западе платформы в нижнем и среднем течении Подкаменной Тунгуски (см. рис. 26). Она содержит месторождение фосфоритов (Гурьевское), связанное с базальными слоями кривоуцкой пестроцветной песчано-глинистой формации. В зоне широко распространены зернисто-ракушняковые фосфориты и фосфоритовые конгломераты мощностью от 0,2 до 2 м. Мощность фосфоритосодержащих песчаников и алевролитов с включениями мелких конкреций, галек и зерен фосфорита, а также кварцево-фосфоритовых конгломератов до 17—23 м. Высокое содержание фосфора характерно для раковин, сложенных почти целиком фосфатами кальция, близкими по составу фторпатиту [109].

В Кондроминской мульде на левом берегу Подкаменной Тунгуски ниже Большого (Семиверстного) порога А. Т. Стуловым и Е. П. Марковым обнаружены черные зернистые фосфориты кривоуцко-го яруса мощностью около 2 м с содержанием P_2O_5 32%. Мощность фосфоритоносной формации регулируется конседимен-

тационными структурами второго и третьего порядков [137]. Так, мощность формации в Гурьевской, Кузьмовской и Кондроминской мульдах максимальная — соответственно 26,5; 16 и 30 м. На Суломой-Лебяжинском, Лиственничном и Енгидинском валах мощность формации значительно меньше (12, 20 и 14 м), а на Вельминском валу формация выклинивается. Вельминский вал является барьером, к юго-западу и западу от которого распространены железистые фосфориты, а к северо-востоку и востоку — черные зернистые фосфориты без примесей. Накопление формации происходило в прибрежной части в условиях мелководного полузамкнутого бассейна с несколько угнетенной фауной. Такая обстановка образования фосфоритов отвечает представлениям Н. М. Страхова, предполагавшего, что фосфориты на платформах осаждались в результате концентрации P_2O_5 в глубоких частях платформенных морей. Однако в последние годы появляется все больше данных, указывающих на то, что фосфориты относятся преимущественно к переотложенным продуктам фосфатной коры выветривания. Кора выветривания формировалась на Енисейском, Катангском, Туруханском и других филократонах в условиях жаркого климата. В ходе криволучской трансгрессии продукты разрушения коры выветривания размывались и сносились в прилегающие к филократонам хатакратонные конседиментационные структуры, что привело к образованию фосфоритоносных зон. Распределение оптимальных концентраций фосфора контролируется конседиментационными структурами второго и третьего порядков [137].

С базальными слоями той же формации в зоне связаны и проявления оолитовых гематитовых руд в виде горизонтов мощностью 5—10 см. Содержание железа в них установлено нами в верховьях Столбовой до 47% и в среднем течении Чуни до 35%.

Котуйская металлогеническая фосфатоносная и осадочных железных руд зона расположена в бассейнах Мойеро и Мойерокана. Проявления железных руд и фосфоритов, так же как и в описанных зонах, приурочены к криволучской пестроцветной песчано-глинистой формации. Фосфориты представлены в основном желваковым типом: фосфоритовыми конгломератами мощностью до 0,25 м. Содержание P_2O_5 до 20%.

Оолитовые железные руды залегают в основании криволучского яруса и состоят из гематита и гидрогетита. Мощность руд 0,9 м, содержание Fe_2O_3 48,03%, FeO 1,50%, P_2O_5 1,24%, Al_2O_3 2,6%, SiO_2 4,19% и S 0,08%.

Таким образом, отмечается повсеместная зараженность криволучской пестроцветной карбонатно-песчано-глинистой формации железом и фосфором. Оптимальных концентраций полезных ископаемых следует ожидать ближе к областям сноса, откуда поступали продукты разрушения раннеордовикских кор выветривания. Наиболее перспективны районы, прилегающие к внутриплатформенному Катангскому поднятию и к Байкало-Патомскому, Енисейскому, Туруханскому и Анабарскому филократонам. В преде-

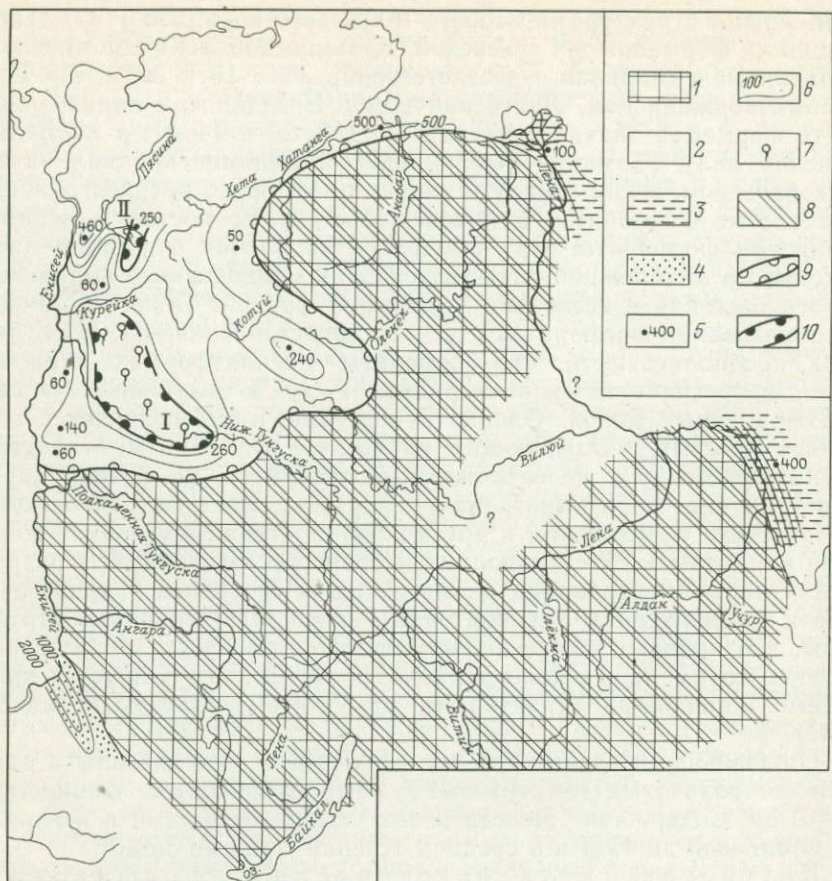


Рис. 27. Схема структурно-формационного и минерагенического районирования Сибирской платформы. Зубовский век.

Структурно-формационные области: 1 — Анабаро-Алданская филократонная; 2 — Тунгусская хатакратонная; 3 — Сетте-Дабанская хатакратонная; 4 — Рыбинская орогенная. 5 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 6 — изолинии мощностей в м; 7 — соляные источники; 8 — Анабаро-Алданская металлогеническая филократонная провинция корообразования; 9 — Зубовский солеродный бассейн; 10 — соленосные зоны Центральнотунгусская (I) и Глубокоозерная (II)

лах этих районов наиболее благоприятные участки для концентрации фосфора и железа определялись наличием отрицательных конседиментационных структур в прибрежной зоне мелководных морских бассейнов [137].

В регрессивную стадию подэтапа происходят резкое сокращение бассейна седиментации и накопление зубовской сульфатно-карбонатной формации, образовавшей Зубовский солеродный бассейн. В пределах солеродного бассейна выделяются Центральнотунгусская и Глубокоозерная соленосные зоны (рис. 27).

Центральнотунгусская соленосная зона приурочена к одноименной впадине. Здесь в Туринской скважине по данным элек-

трокаротажа и кавернометрии в зубовской сульфатно-карбонатной формации установлены прослои каменных солей мощностью до 4 м.

Глубокоозерная соленосная зона находится в Норильском районе и контролируется одноименной впадиной. Здесь в зубовской сульфатно-карбонатной формации встречены два пласта каменной соли мощностью 4,3 и 5,8 м, разделенных слоем (3,3 м) доломитового ангидрита.

В эмерсивную стадию подэтапа в Алдано-Анабарской филократонной, а также в пределах Лено-Тунгусской хатакратонной металлогенических провинций происходило корообразование. Кроме того, корообразование распространялось и на хатакратонную область в конце средне-позднеордовикского седиментационного цикла. Так, кора выветривания мангазейской пестроцветной глинисто-карбонатной формации на р. Мойеро представлена ожелезненными и каолинизированными породами, кора выветривания кривоуцкой пестроцветной глинисто-карбонатной формации сложена обожженными глинами в бассейне Турамакита на северо-западе платформы. Выделенные уровни корообразования изучены слабо.

Данных для выделения металлогенических зон, связанных с эмерсивной стадией подэтапа, пока нет.

Девонский подэтап

Девонский подэтап характеризуется перестройкой тектонического плана, сопровождавшейся орогенными глыбовыми движениями и формированием межгорных впадин в области каледонид, образованием разломов, далеко проникающих в глубь платформы, и интенсивными опусканиями за ее северными и восточными границами. На северо-западе платформы формировалась хатакратонная структура, осложненная серией конседиментационных структур типа впадин, валов и мульд. Хатакратонную структуру отличало общее погружение ее к северу, где она была связана с серией линейных впадин, опоясывающих платформу с севера и северо-востока. На юге платформы, в Прибайкалье и Присянье, развивались приорогенные прогибы и впадины, что вызвано орогенными глыбовыми движениями в подвижных зонах обрамления платформы. На востоке платформы закладываются авлакогенные структуры северо-восточного (Вилуйская) и северо-западного (Кютюнгинская) простиранья, сопровождаемые серией разломов тех же направлений и проявлением магматических формаций. Значительная часть платформы по-прежнему представляла собой область господства филократонного режима. В течение подэтапа развивались Алданская, Анабарская и Енисейская филократонные, Канско-Тасеевская и Орночеканская приорогенные, Вилуйская и Кютюнгинская авлакогенные и Тунгусская хатакратонная структурно-формационные области [140] (рис. 28). В пределах последней различаются Бахтинская, Котуйская и Приенисейская

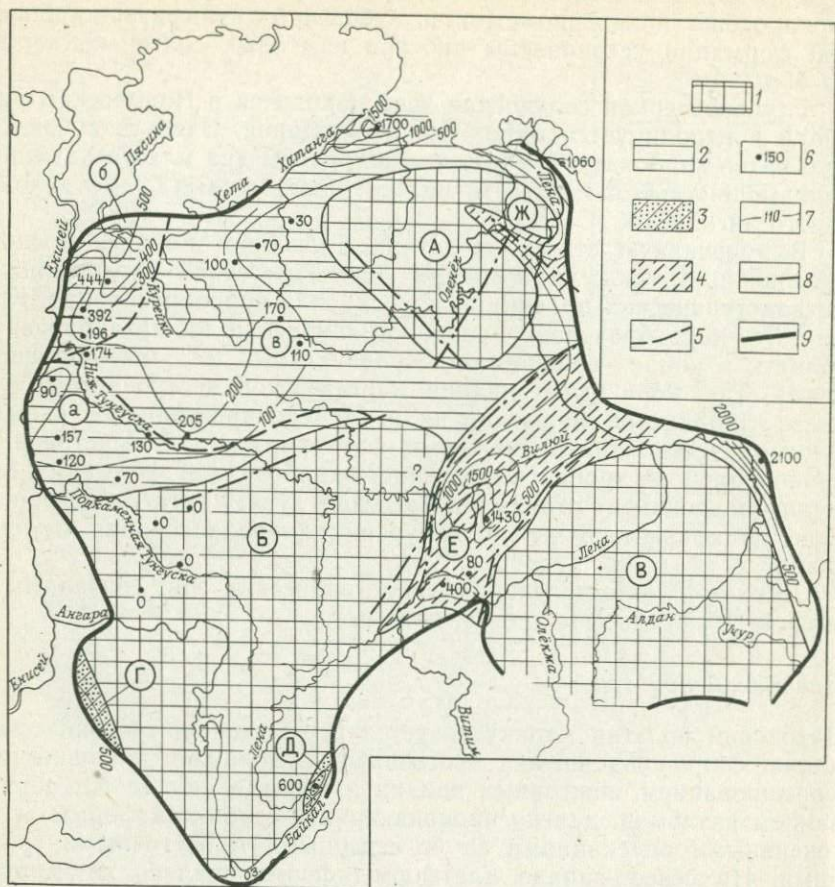


Рис. 28. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Девонский подэтап.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (А — Анабарская, Б — Енисейская, В — Алданская); 2 — Тунгусская хатакратонная и ее зоны (а — Бахтинская, б — Приенсейская, в — Котуйская); 3 — приорогенные (Г — Канско-Тасеевская, Д — Орночекаянская); 4 — авлаксгенные (Е — Вилюйская, Ж — Кютюнгинская). 5 — граница структурно-формационных зон; 6 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 7 — изодипы мощностей в м; 8 — разломы; 9 — современная граница Сибирской платформы

структурно-формационные зоны, набор формаций которых указывает на близость орогенов (Бахтинская), замкнутость бассейна (Котуйская) либо на интенсивную подвижность его (Приенсейская). В эмерсивную стадию подэтапа проявились долеритовая, трахибазальтовая и кимберлитовая формации.

Металлогения подэтапа характеризуется как экзогенными, так и эндогенными полезными ископаемыми. С начальной стадией подэтапа в пределах хатакратона связано образование фосфоритов, осадочных железных и марганцевых руд, с регрессивной — эпоха интенсивного соленакопления, с эмерсивной — эпоха образования кимберлитов и железных руд магнетитовой форма-

ции, а также проявлений полиметаллических и медных (?) руд и формации коры выветривания. Кроме того, корообразование происходило непрерывно в течение всего подэтапа в Анабарской, Енисейской и Алданской филократонных областях.

В девонский подэтап развивались Тунгусская хатакратонная, Вилюйская и Кютюнгинская авлакогенные, Канско-Тасеевская приорогенная, Анабарская, Енисейская и Алданская филократонные металлогенические провинции (рис. 29).

В начале подэтапа, в раннем девоне, в пределах Тунгусской хатакратонной металлогенической провинции формировалась Курейская металлогеническая зона, перспективная на фосфориты и осадочные марганцевые руды. В среднем и позднем девоне накапливались соленосные формации, определившие очертания солеродных зон, в настоящее время разобщенных, но в течение подэтапа представлявших единую солеродную провинцию. В Вилюйской авлакогенной металлогенической провинции также выделяются две солеродные зоны. В заключительную стадию этапа формировались кимберлитоносные металлогенические зоны. Кроме того, в пределах Вилюйской авлакогенной металлогенической провинции выделяются металлогенические зоны, перспективные на магнетитовые и свинцово-цинковые руды.

Тунгусская хатакратонная металлогеническая провинция расположена на северо-западе платформы и контролируется Тунгусской хатакратонной структурно-формационной областью. В последней, как уже говорилось, выделяются Приенисейская, Бахтинская и Котуйская структурно-формационные зоны. Приенисейской зоне свойственны повышенные мощности, полнота разреза, накопление как морских, так и лагунных осадков (солей, гипсов и ангидрита), отсутствие грубообломочного материала. В Бахтинской зоне наблюдаются небольшие мощности структурно-формационного комплекса, неполный его разрез и преобладание грубообломочного материала. Зона занимает промежуточное положение между областями сноса (Енисейский кряж и Катангское поднятие) и максимально прогибавшейся частью бассейна (Приенисейская зона). Котуйская зона характеризуется небольшими мощностями, множеством перерывов и размывов, преобладанием лагунных и мелководных условий осадконакопления и отсутствием грубообломочного материала [100, 140].

В Приенисейской зоне образовались три редуцированных малых ряда формаций. Нижний ряд сложен разведочинской пестроцветной карбонатно-песчано-глинистой и мантуровской галогенной галититовой формациями. Последняя характеризует четко проявившуюся регрессивную стадию. В среднем и третьем малых рядах отсутствуют терригенные формации. Начальная и инундационная стадии представлены известняково-доломитовыми формациями: макусовской (второй ряд) и каларгонской (третий ряд). Второй и третий ряды заканчиваются соответственно нахохозской гипсово-доломито-мергельной субформацией и дудинской галогенной галититовой формацией.

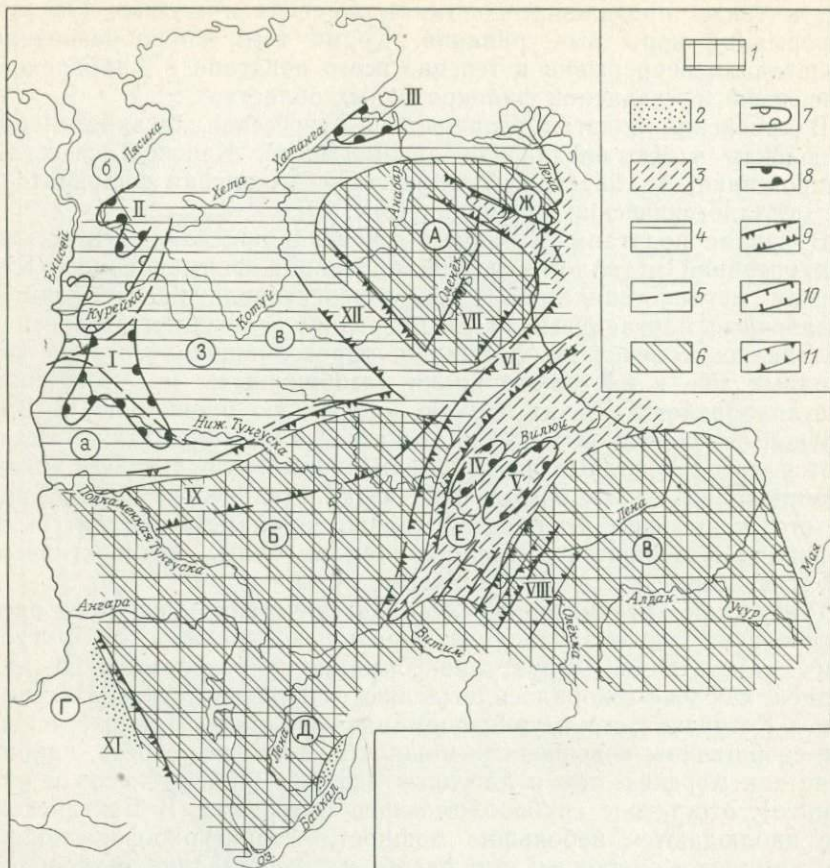


Рис. 29. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Сибирской платформы. Девонский подэтап.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (А — Анабарская, Б — Енисейская, В — Алданская); 2 — приорогенные (Г — Канско-Тасеевская, Д — Орночекая); 3 — авлакогенные (Е — Вилюйская, Ж — Кютюнгдинская); 4 — хатакратонная Тунгусская (З) с зонами (а — Бахтинской, б — Приенисейской, в — Котуйской). 5 — границы структурно-формационных зон; 6 — филократонные металлогенические провинции корообразования (А — Анабарская, Б — Енисейская, В — Алданская); 7 — Курейская металлогеническая зона, перспективная на фосфориты и осадочные марганцевые руды; 8 — соленосные зоны (I — Приенисейская, II — Норильская, III — Хатангская, IV — Ыгыаттинская, V — Кемпендяйская). Металлогенические зоны: 9 — кимберлитовые (VI — Вилюйско-Мархинская, VII — Далдыно-Мунская, VIII — Наманинская, IX — Ангаро-Катангская, X — Кютюнгдинская, XI — Присаянская, XII — Вилюйско-Котуйская); 10 — Березовско-Нюйская магнетитовых руд; 11 — Чаро-Синская, перспективная на марганцевые и свинцово-цинковые руды

Эти формации на северо-западе платформы, в Норильском районе, накапливались в обособленных линейных бассейнах северо-восточного простирания. Они образуют четыре линейные мульды или желоба северо-восточного простирания, разделенные тремя валообразными грядами. Гряды сложены криноидными известняками и доломитами, на бортах их развиты брекчии, а в мульдах — сульфатные образования. Норильско-Хараелахская и Арылахская

гряды девона находятся под Норильской и Хараелахской мульдами триаса. В конце подэтапа в Тунгусской области возникают благоприятные условия для образования кор выветривания [100, 140]. В ее пределах выделяются Курейская металлогеническая фосфатоносная и марганцевоносная зона, формировавшаяся в начале подэтапа, Приенисейская и Хатангская солеродные зоны, формировавшиеся в регрессивную стадию подэтапа в интенсивно прогибавшихся впадинах и мульдах Приенисейской структурно-формационной зоны.

Курейская металлогеническая зона, перспективная на фосфориты и марганцевые осадочные руды (рис. 30), контролируется Приенисейской структурно-формационной зоной Тунгусской структурно-формационной области. Минерализация связана с разведочнинской пестроцветной карбонатно-песчано-глинистой формацией.

Железо-марганцевые руды в бассейне Курейки встречаются в виде прослоев мощностью от 0,13 до 0,5 м и конкреций сидерита, образующих рудоносный горизонт общей мощностью 16 м. Марганец представлен родохрозитом и олигонитом, иногда гидроокислами в виде налетов черного пиролюзита. Почти все отложения верхней части формации фосфатоносны. Фосфоритоносные горизонты выражены хорошо выдержанными прослоями костных брекчий панцирных рыб, прослеживающимися среди отложений курейской и разведочнинской свит. Мощность прослоев костных брекчий колеблется от 0,5 до 10—15 см.

Содержания P_2O_5 , Fe_2O_3 и MnO сильно изменяются как в различных горизонтах, так и в пределах одного пласта. Максимальные концентрации фосфора (до 30%), железа (до 28%) и марганца (до 12%) известны в юго-западной части зоны [140]. Парагенез фосфоритов и марганцевых руд, выявленный еще Л. Делоне, является в настоящее время одним из критериев для поисков как марганца, так и фосфора. Н. С. Шатский [336] подчеркивал, что этот парагенез — типичный пример фациального сочетания, причем не обязательно в одном и том же пласте и в непосредственном соприкосновении друг с другом. Ассоциация фосфора и марганца — пример сонахождения, не являющегося следствием совместного происхождения. В Приенисейской структурно-формационной зоне намечилось зональное распределение железо-марганцевых руд и фосфоритов. Первые располагаются ближе к берегам Туруханской пенеуплензированной суши (реки Северная, Курейка), вдоль прибрежной полосы мелководья, а вторые — в более глубоких частях бассейна (р. Джатул). В структурном отношении руды тяготеют к юго-западному и южному склонам Приенисейской впадины.

Приенисейская и Хатангская солеродные зоны контролируются одноименными впадинами, а также распространением мантуровской и дудинской галогенных формаций (рис. 31). Мощность соленосного слоя 2 м на Талнахе и около 30 м на западном берегу оз. Пясино (скв. П-9). На северном берегу оз. Лама мощность каменной соли более 80 м. В. И. Бгатов и др. [194] отме-

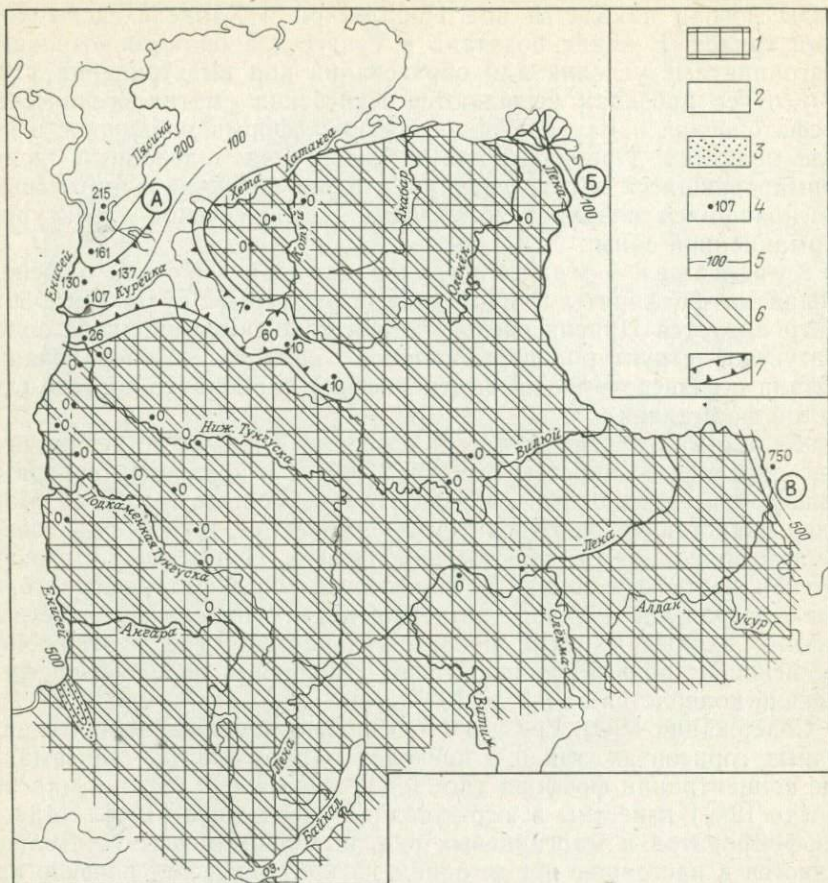


Рис. 30. Палеометаллогеническая схема девонского подэтапа Сибирской платформы. Трансгрессивная стадия, курейско-разведочнинское время раннего девона — раннего эйфеля.

Структурно-формационные области: 1 — филократонная Анабаро-Алданская; 2 — хатакратонные (А — Тунгусская, Б — Хараелахская, В — Сетте-Дабанская); 3 — Саянская орогенная (межгорная впадина). 4 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 5 — изолинии мощностей в м; 6 — Анабаро-Алданская филократонная провинция корообразования; 7 — Курейская металлогеническая зона перспективная на фосфориты и осадочные марганцевые руды

чают, что в солях скв. П-9 (глубина 718,5—747,8 м) присутствуют кристаллы сильвина.

В Хатангской зоне в Нордвикских куполовидных структурах в соленосной толще среднедевонского возраста установлено до 12 пластов солей общей мощностью предположительно около 300 м. Многочисленные соляные источники Хатангской впадины содержат хлор-натриевую минерализацию до 150 г/л. Запасы каменной соли Нордвикского месторождения около 1 млрд. т. В западной части зоны в низовьях Хеты, по данным С. М. Корневого, в сухом ос-

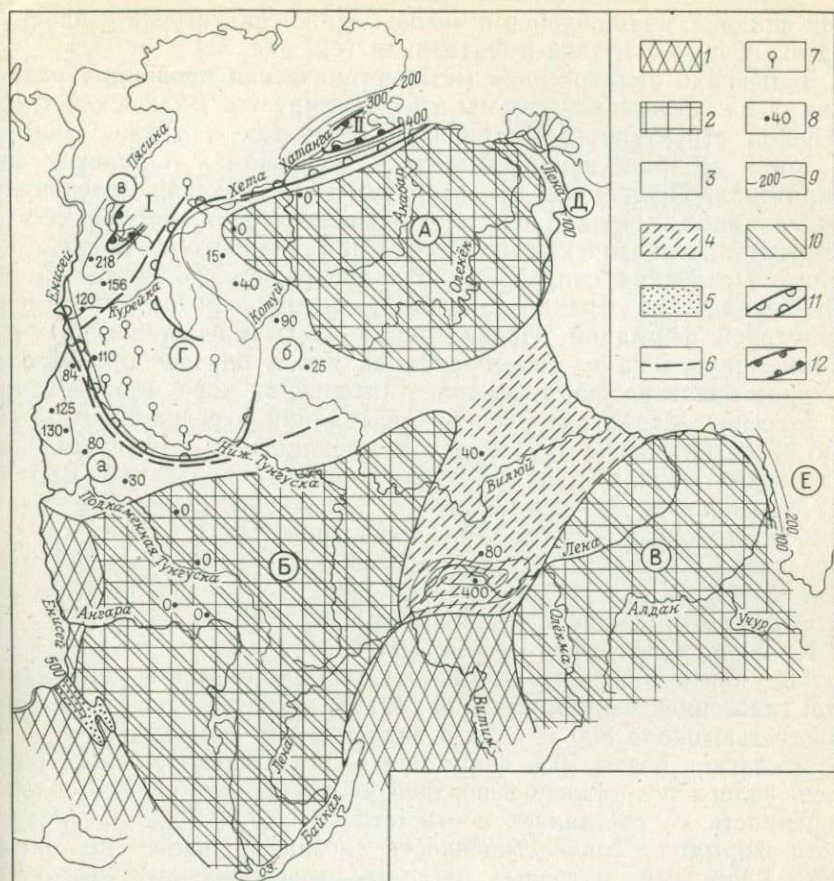


Рис. 31. Палеометаллогеническая схема позднего эйфеля и раннего живета девонского подэтапа Сибирской платформы.

Структурно-формационные области: 1 — орогенные в обрамлении платформы; 2 — филократонные (А — Анабарская, Б — Ангаро-Катангская, В — Алданская); 3 — хатанкратонные (Г — Тунгуская, Д — Хараелахская, Е — Сетте-Дабанская); 4 — Виллюйская авлакогенная; 5 — Саянская приорогенная. 6 — границы структурно-формационных зон: Бахтинской (а), Котуйской (б), Приенисейской (в); 7 — соляные источники; 8 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 9 — изолинии мощностей в м; 10 — металлогенические филократонные провинции корообразования (А — Анабарская, Б — Ангаро-Катангская, В — Алданская); 11 — Мантуровский солеродный бассейн; 12 — соленосные зоны (I — Норильская, II — Хатангская)

татке рассола из соляного источника кроме NaCl (до 39,5%) содержится и KCl (до 45,6%).

Оптимальные концентрации каменной соли в указанных зонах приурочены к интенсивно прогибающимся мульдам Приенисейской и Хатангской впадин, расположенным вдали от активных областей сноса.

Благоприятные условия для соленакпления существовали и в обособившейся в мантуровское (тынепское) время Нижнетунгус-

ской впадине, находящейся в низовье Нижней Тунгуски и на междуречье Сухой Тунгуски и Фатьянихи (см. рис. 31).

Вилуйская авлакогенная металлогеническая провинция расположена на востоке платформы и контролируется Вилуйской авлакогенной структурно-формационной областью, а также зонами разломов на прилегающих Анабаро-Енисейском и Алданском филократонах. Провинцию характеризуют андылахская красноцветная глинисто-песчаная, юктинская известняковая, кемпендяйская соленосная, эмяксинская красноцветная глинисто-песчаная формации. Последняя сопровождалась внедрением долеритовой, толент-базальтовой, трахибазальтовой, трахидолеритовой и кимберлитовой формаций. Подавляющая часть магматических формаций приурочена к зонам разломов вдоль бортов авлакогена. В конце подэтапа формировалась латеритная кора выветривания (в бассейне Мархи). В пределах провинции в регрессивную стадию ее развития формировались Кемпендяйская и Ыгыаттинская солеродные зоны, а в заключительную стадию подэтапа — Вилуйско-Мархинская, Далдыно-Мунская и Ангаро-Нижнетунгуская кимберлитоносные металлогенические зоны [147]. Кроме того, с эмерсивной стадией подэтапа связано развитие Березовско-Нюйской и Чаро-Синской металлогенических зон, перспективных на магнетитовые и свинцово-цинковые руды [151].

Кемпендяйская и Ыгыаттинская солеродные зоны контролируются одноименными впадинами и кемпендяйской галогенной формацией (рис. 32). В кемпендяйской формации мощностью около 800 м соль в виде пластов мощностью от 3 до 80 м составляет почти 50% формации [323]. Основное количество солей залегает в нижней и верхней частях формации, где соленасыщенность ее составляет соответственно 75 и 50%. В средней части формации соленасыщенность незначительная — не более 10%. Хлоридные натровые рассолы характеризуются высокими содержаниями хлоридов натрия (до 98%), небольшими количествами магния, сульфатов и особенно калия (до 35 мг/л), брома (до 2,5 мг/л) и бора (до 2,3 мг/л) [8, 169].

Вилуйско-Мархинская и Далдыно-Мунская металлогенические зоны кимберлитов расположены вдоль восточного борта Енисейского и Анабарского филократона (см. рис. 29) параллельно простирацию Вилуйского авлакогена; контролируются они серией среднепалеозойских разломов. Кимберлитовые трубки образовались в пределах филократонов в эмерсивную стадию подэтапа при интенсивных контрастных движениях разного знака на стыке среднепалеозойских Анабаро-Енисейского и Алданского филократонов с Вилуйским авлакогеном. До недавнего времени возраст этих кимберлитовых трубок считался триасовым и образование их связывалось со структурами (Тунгусская синеклиза) этого возраста*. Установление среднепа-

* Обзор взглядов на происхождение кимберлитов приведен Ю. Г. Стариким [169].

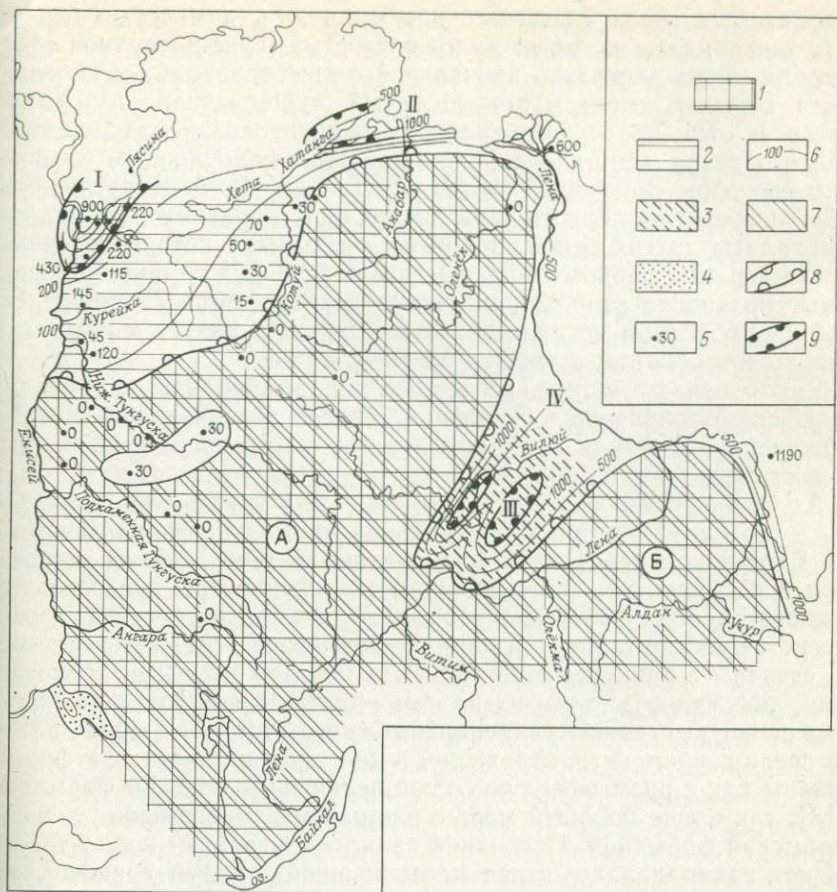


Рис. 32. Палеометаллогеническая схема девонского подэтапа Сибирской платформы. Регрессивная стадия, поздний девон.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (А — Ангаро-Анабарская, Б — Алданская); 2 — Тунгусская хатакратонная; 3 — Вилуйская авлакогенная; 4 — Саянская приорогенная; 5 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 6 — изолинии мощностей в м; 7 — металлогенические филократонные провинции корообразования (А — Ангаро-Анабарская, Б — Алданская); 8 — позднедевонский соленодный бассейн; 9 — соленосные зоны Норильская (I), Хатангская (II), Кемпедийская (III), Ыгыаттинская (IV)

леозойского возраста кимберлитовых трубок изменило представления о закономерностях их распределения [151, 171 и др.]. Они образовались в эмерсивную стадию подэтапа в позднедевонское — раннекаменноугольное время (фаменский — раннетурнейский века). Данные радиологического возраста подтверждают этот хронологический уровень и укладываются в интервал от 403 ± 15 до 340 ± 15 млн. лет [247]. Кроме того, для выяснения закономерностей распределения кимберлитов необходимо учитывать магматический фактор. Проявления в среднепалеозойских кимберлитах в

описываемых зонах связаны с кимберлитами, химический состав связующей массы которых маложелезистый слабощелочной [15]; отмечено лишь несколько проявлений с кимберлитами, связующая масса которых имеет маложелезистый субщелочной химический состав в отличие от кимберлитов позднепалеозойско-раннемезозойского этапа (см. далее) с железистым субщелочным химическим составом связующей массы. По мнению В. А. Благулькиной [15], кимберлиты первого типа внедрялись с больших глубин, чем кимберлиты других типов. Вероятно, разломы, с которыми связаны кимберлиты первого типа, достигали больших глубин, чем разломы позднепалеозойско-раннемезозойского этапа Лено-Оленёкской и Анабарской металлогенических зон (см. далее), с которыми связаны кимберлиты второго и третьего типов.

Как отмечают многие исследователи, кимберлиты в пределах Вилюйско-Мархинской и Далдыно-Мунской зон располагаются на пересечении разломов меридионального, северо-восточного и северо-западного простираний.

Ангаро-Нижнетунгусская металлогеническая зона находится в центральной части платформы в пределах Енисейско-Анабарского филократона. В зоне алмазы встречаются в аллювии рек, размывающих отложения юры и в основном нижнего карбона [282]. Доказано, что они имеют местные коренные источники питания, а не привнесены извне [282] и, по-видимому, связаны с раннекаменноугольными промежуточными коллекторами, аккумулирующими их из кимберлитовых трубок, возникших в эмерсивную стадию среднепалеозойского этапа. Находки алмазов среди современных отложений в центральной части платформы связаны как с размывом тунгусской верхнепалеозойской формации [113], так в еще большей мере с размывом раннекаменноугольной тушамской формации. Последняя являлась основным коллектором, так как накапливалась вслед за эмерсивной стадией среднепалеозойского этапа в результате разрушения кор выветривания, развивавшихся на среднепалеозойских кимберлитовых трубках. Полоса распространения коллекторов образует зону северо-восточного простирания, совпадающую с погребенным северо-западным бортом раннепалеозойского Катангского поднятия и с зоной сочленения его со среднепалеозойскими Тунгусским хатакратоном и Вилюйским авлакогеном [100, 140].

Благоприятными факторами для образования кимберлитов являются структурный (наличие зон глубокопроникающих разломов на приподнятых участках платформы — филократонах, образующихся вдоль областей высоко контрастных движений — авлакогенов и, по-видимому, приорогенов; наличие в пределах этих зон участков пересечения сквозькоровых разломов более мелкими), магматический (наличие кимберлитов, связующая масса которых маложелезистого слабощелочного петрохимического типа) и временной (наличие кимберлитов позднедевонско-раннекаменноугольного возраста). К региональным факторам, определяющим благоприятные условия для размещения кимберлитов, кроме перечис-

ленных следует относить глубину залегания поверхности Моховичича, характер (интенсивность) теплового потока Земли, мощность коры, оболочечную структуру чехла платформы и структуру тектонического этапа образования кимберлитовых трубок.

Чаро-Синская металлогеническая зона магнетитовых и свинцово-цинковых руд контролируется серией кулисообразно расположенных разломов северо-восточного простирания. В зоне широко развиты дайки долеритовой формации, с которыми парагенетически связаны гидротермальные железные руды, свинец и цинк [151].

Березовско-Нюйская металлогеническая зона магнетитовых руд приурочена к южной осевой части Вилуйского авлакогена и контролируется разломами северо-восточного простирания. Известные в среднем течении Лены гидротермальные проявления магнетита (Усть-Бирюкское, Дабанское, Олёкминское и др.) связаны, по мнению В. Л. Масайтиса, с интрузиями (дайки, реже силлы) среднепалеозойской долеритовой формации. Магнетитовые проявления Чаро-Синской и Березовско-Нюйской металлогенических зон ввиду небольшого числа (10), малых размеров (запасы до 50 млн. т) и неблагоприятных географо-экономических условий пока не представляют промышленного интереса.

Кютюнгдинская металлогеническая зона кимберлитов, апатит-магнетитовых, алюминиевых (в нефелине) и свинцово-цинковых руд находится на северо-востоке Анабарского филократона. Контролируется она разломами, прослеживающимися вдоль Кютюнгдинского грабена и на его продолжении. Заложение зоны произошло в обстановке контрастных движений, сопровождавшихся обрушениями на фоне общего воздымания. В зоне возможно обнаружение кимберлитов среднепалеозойского возраста и, может быть, более древнего (неопротозой?). Коллекторами в этом районе являлись нижнекаменноугольные (р. Нюча-Юрегэ), юрские, а также, возможно, и более древние эипротозойские (р. Уджа) отложения. В пределах современного Уджинского поднятия, по данным Э. Н. Эрлиха, известны апатит-магнетитовые руды, проявления свинца, цинка и алюминия (в нефелине), связанные с ийолит-карбонатитовой формацией (массивы Богдо и Томтор) среднепалеозойского возраста, приуроченные к пересечению скрытых субмеридиональных и субширотных разломов. Изученность зоны слабая.

На юге платформы в Присаянской металлогенической зоне благоприятная структурная обстановка для внедрения кимберлитов девонского возраста существовала на стыке платформы с подвижной зоной Саяно-Алтайской системы. Впервые на девонский возраст кимберлитов указал М. М. Одинцов. Здесь интенсивно проявились глыбовые движения с образованием разломов и межгорных впадин. Выявленное в Канской и Рыбинской впадинах широкое распространение в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях пиропов и хромдиопсидов, возможно, связано со среднепалеозойской кимберлитовой форма-

цией. В Присяянском районе известны среднепалеозойская кимберлитовая трубка, жилы кимберлитов и кимберлитоподобных пород. Наиболее благоприятные условия для обнаружения кимберлитов в Чуно-Ковинском, Туманшет-Бирюсинском и Присяянском районах [113, 189, 282]. Кроме того, в пределах зоны, а также к югу от нее известны месторождения и проявления магнетита, фосфора (в апатите) и алюминия (в нефелине), связанные со щелочно-ультраосновными массивами зиминского комплекса.

В конце подэтапа вся платформа представляла собой огромную провинцию корообразования. Субстратом для образования кор выветривания с промышленным профилем могли быть богатые алюмосиликатами породы вулканогенных формаций подэтапа, развитые по окраинам Вилюйского авлакогена, а также более древние образования в пределах Алданской, Анабарской и Енисейской филократонных областей. Так, на усть-кутских доломитах и мергелях в бассейне Вилюя кора выветривания представлена глинами типа флинтклей с аллитами [114]. Аллиты содержат 41% Al_2O_3 и 15,2% SiO_2 и по существу не отличаются от низкосортных бокситов [22]. На юго-западе Енисейской филократонной области коры выветривания развивались на формациях кембрия, ордовика, силура и в меньшей мере девона. По данным Ю. К. Горецкого и Н. Т. Калмыкова [50], на р. Тасевой кора выветривания представлена обломками и стяжениями халцедона в каолинит-кремнистой массе. По содержанию глинозема (19—30%) и кремнезема (60—70%) порода приближается к каолиниту. Хотя кора выветривания на нижне- и среднепалеозойских породах, слагающих большую часть филократонов, достигала высокой стадии зрелости, аллитовых кор выветривания *in situ*, а также переотложенных высокоглиноземистых продуктов их разрушения пока не обнаружено. Полосу вдоль юго-западной и северной окраин платформы, а также область Вилюйского авлакогена и юго-восточной окраины Енисейского филократона, где развиты вулканогенные среднепалеозойские, архейские и криптозойские богатые алюмосиликатами породы, следует рассматривать как благоприятные в отношении бокситоносности. Однако для выделения металлогенических зон данных недостаточно.

Позднепалеозойско-раннемезозойский металлогенический этап

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап знаменуется высоким стоянием платформы, обусловившим накопление формаций преимущественно регрессивной и эмерсивной стадий и весьма ограничено трансгрессивной и инундационной. Вдоль восточной и северной окраин платформы заложилась Верхояно-Таймырская геосинклиналь, которая обусловила образование перикратонных опусканий вдоль примыкающих к ней частей платформы. Этап делится на три подэтапа, подъярусы которых разделены между собой небольшими перестройками структурного плана. Первый

подэтап (турне) характеризуют формации трансгрессивной и инудационной стадий, развитые в хатакратонной области, и коры выветривания в пределах филократонов. Второй подэтап (визе — пермь) знаменуется контрастными движениями на севере и востоке платформы, вызванными заложением Верхояно-Таймырской геосинклинали и обусловившими возникновение ряда контрастных структур, осложняющих Тунгусский хатакратон. Раннюю стадию (визе — намюр) подэтапа характеризуют терригенно-карбонатные, а позднюю — угленосные формации. С началом подэтапа связана аккумуляция продуктов разрушения кор выветривания; ко второму подэтапу приурочено образование сидеритов и в огромных масштабах углей. В начале подэтапа развивались Анабарская и Ангаро-Алданская филократонные, Приверхояно-Таймырская перикратонная, Котуйско-Оленёкская и Ангаро-Виллюйская хатакратонные структурно-формационные области. В конце подэтапа продолжали развиваться Анабарская и Ангаро-Алданская филократонные, Приверхояно-Таймырская перикратонная, формируются Котуйско-Оленёкская и Тунгуская хатакратонные структурно-формационные области. В пределах последней различаются Приенисейская, Ангаро-Мурская, Учаминская, Центральнотунгусская и Виллюйская структурно-формационные зоны, отличающиеся набором формаций, которые регулировали сидеритоносность и угленосность (рис. 33). Третий подэтап (ранний триас) характеризуется общим поднятием платформы, дроблением ее и разрядкой магматических очагов, что обусловило широкое развитие магматических формаций (основного, ультраосновного — основного, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного составов) и кор выветривания. Продолжали формироваться Тунгуская хатакратонная и Приверхояно-Таймырская перикратонная структурно-формационные области. Южная и восточная части платформы по-прежнему представляли собой огромную Анабаро-Ангарскую филократонную область. В пределах хатакратонной области различаются Катангская, Приенисейская, Путоранская и Предтаймырская структурно-формационные зоны (рис. 34), различающиеся между собой набором формаций, структурными особенностями и металлогенической специализацией. Конец подэтапа (средний и поздний триас) характеризуется высоким стоянием платформы и широким развитием корообразования. Восточно-Сибирская филократонная структурно-формационная область в это время охватывала всю платформу.

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап является наиболее продуктивным в отношении полезных ископаемых. Начало этапа отмечено широким накоплением продуктов разрушения кор выветривания, перспективных на металлоносные россыпи. В регрессивную стадию этапа (второй подэтап) формируется феноменальный по масштабам Тунгусский угленосный бассейн (эпоха углеобразования). В заключительную (эмерсивную) стадию этапа (третий подэтап) образуются месторождения, связанные с магматическими формациями основных (?), ультраосновных — основных и щелоч-

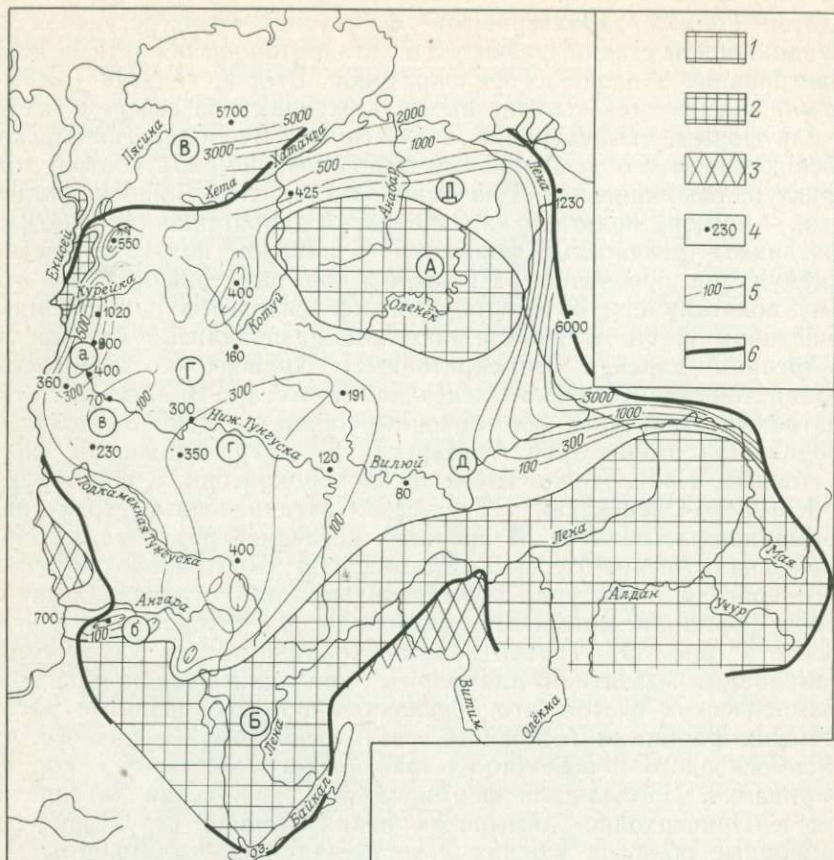


Рис. 33. Палеотектоническая схема Сибирской платформы в период образования тунгусской угленосной формации позднепалеозойского подэтапа. Области поднятий: 1 — слабые на платформе; 2 — умеренные на платформе; 3 — слабые в складчатых областях. 4 — области прогибаний и мощности структурно-формационных комплексов в м; 5 — изолинии мощностей в м; 6 — современная граница Сибирской платформы. Структурно-формационные области: филократонные А — Анабарская, Б — Ангаро-Алданская, В — перикратонная Приверхожно-Таймырская, хатакратонные Г — Тунгусская с зонами Приенисейской (а), Ангаро-Мурской (б), Учалинской (в), Центральнотунгусской (г), Вилюйской (д), Д — Котуйско-Оленёкская

но-ультраосновных пород. Для металлогении этапа большое значение имеют второй и третий подэтапы. К последнему приурочена металлогеническая эпоха образования рудных формаций сульфидной никелево-медной, магномагнетитовой, цеолитово-медной, исландского шпата, барит-целестиновой, графитовой, апатитовой, флогопитовой, нефелиновой, карбонатитовой, титаномагнетитовой, хризолитовой и др.

В начале второго подэтапа (визе — намюр) развивались Анабарская и Ангаро-Алданская филократонные металлогенические провинции корообразования, а также Енисейско-Котуйская хата-

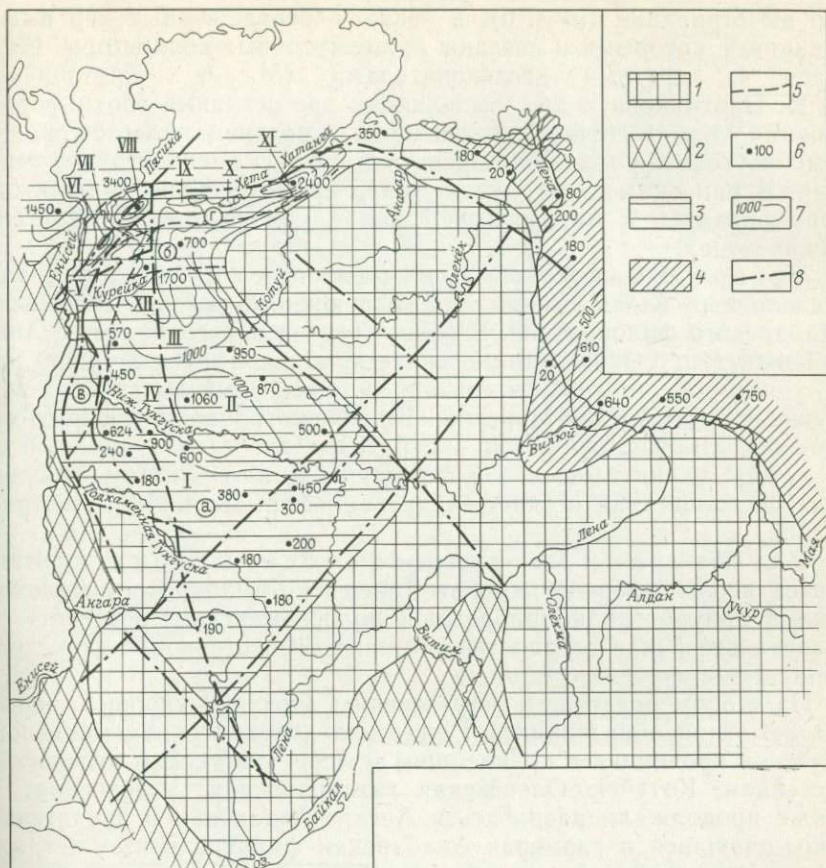


Рис. 34. Схема структурно-формационного районирования Сибирской платформы. Триасовый подэтап.

1 — Анабаро-Алданская филократонная область; 2 — области поднятий в складчатых областях; 3 — Тунгусская хатакратонная область; 4 — Приверхоjno-Таймырская перикратонная область; 5 — границы структурно-формационных зон Тунгусской области: Катангской (а), Путоранской (б), Приенисейской (в), Предтаймырской (г); 6 — мощность структурно-формационных комплексов в м; 7 — изолинии мощностей в м; 8 — разломы.

Впадины: I — Ванаварская, II — Центральнотунгусская, III — Сиверминская; поднятия: IV — Учаминское, V — Хантайско-Рыбинское; мульды: VI — Норильская, VII — Вологодчанская, VIII — Хараелакско-Иконская, IX — Большеавамская, X — Боярская, XI — Дельканская; XII — Ламо-Горбичинский желоб

кратонная металлогеническая провинция с Ангаро-Вилуйской и Оленёкской металлогеническими зонами россыпей [100]. Начало подэтапа связано с накоплением и переотложением продуктов разрушения кор выветривания, в частности образовавшихся на среднепалеозойских кимберлитах. Для выяснения закономерностей распределения последних большое значение имеет структурно-формационный анализ Сибирской платформы в целом; с его помощью намечаются региональные области и зоны формирования

кор выветривания (*in situ*), а также переотложенных кор выветривания, с которыми и связаны промежуточные коллекторы. Нами вслед за другими исследователями (М. А. Крутойрский, М. И. Плотникова и др.) выделяются две основные эпохи формирования промежуточных коллекторов в позднем палеозое: раннекаменноугольная (визе-намурийская) и позднекаменноугольно-пермская. В раннекаменноугольную эпоху промежуточные коллекторы формировались в Ангаро-Вилуйской и Оленёкской металлогенических зонах.

Ангаро-Вилуйская металлогеническая зона расположена вдоль юго-восточного и южного склонов Енисейско-Анабарского филократона. В общих чертах она совпадает с Ангаро-Нижнетунгусской металлогенической зоной предыдущего этапа, с которой генетически связана. Структурный контроль в зоне осуществляют Ангаро-Мурский и Вилуйский внутриплатформенные прогибы, стратиграфический — сурингинские слои тушамской сероцветной глинисто-песчаной формации и, по-видимому, онкучахская пестроцветная песчано-глинистая формация. Зона изучена слабо.

Оленёкская металлогеническая зона протягивается вдоль северной окраины Енисейско-Анабарского филократона и приурочена к прибрежной полосе морского бассейна, где развита визейская сероцветная глинисто-известняковая формация. Зона также изучена слабо.

На втором подэтапе в регрессивную (поздний карбон — пермь) стадию этапа образовались Тунгусская хатакратонная металлогеническая провинция с крупнейшим в мире Тунгусским угленосным бассейном, Котуйско-Оленёкская хатакратонная угленосная, а также продолжали развиваться Ангаро-Алданская и значительно сокращавшаяся в размерах Анабарская филократонные металлогенические провинции корообразования (рис. 35).

Тунгусская хатакратонная металлогеническая провинция охватывает западную и центральную части Сибирской платформы — Тунгусский угленосный бассейн. Она сложена тушамской и фатьяниховской сероцветными глинисто-песчаными, визейской (брусской) глинисто-известняковой и тунгусской лимно-паралической (конгломерато-глинисто-песчаная) угленосной формациями, характеризующими Приенисейскую, Ангаро-Мурскую, Учаминскую, Центральнотунгусскую и Вилуйскую структурно-формационные зоны. Терригенно-карбонатные формации развиты локально. Тунгусская угленосная формация распространена повсеместно. Угленасыщенность, качество углей и состав формации, ее мощность, стратиграфический объем и соотношение с нижележащими отложениями регулируются структурно-формационными зонами (см. рис. 35).

В Приенисейской структурно-формационной зоне широко развита угленосная формация содержит рудную каменноугольную формацию. Угли матовые, полуматовые и полублестящие дюреновые, дюрено-клареновые, реже клареновые; на западе зоны по сте-

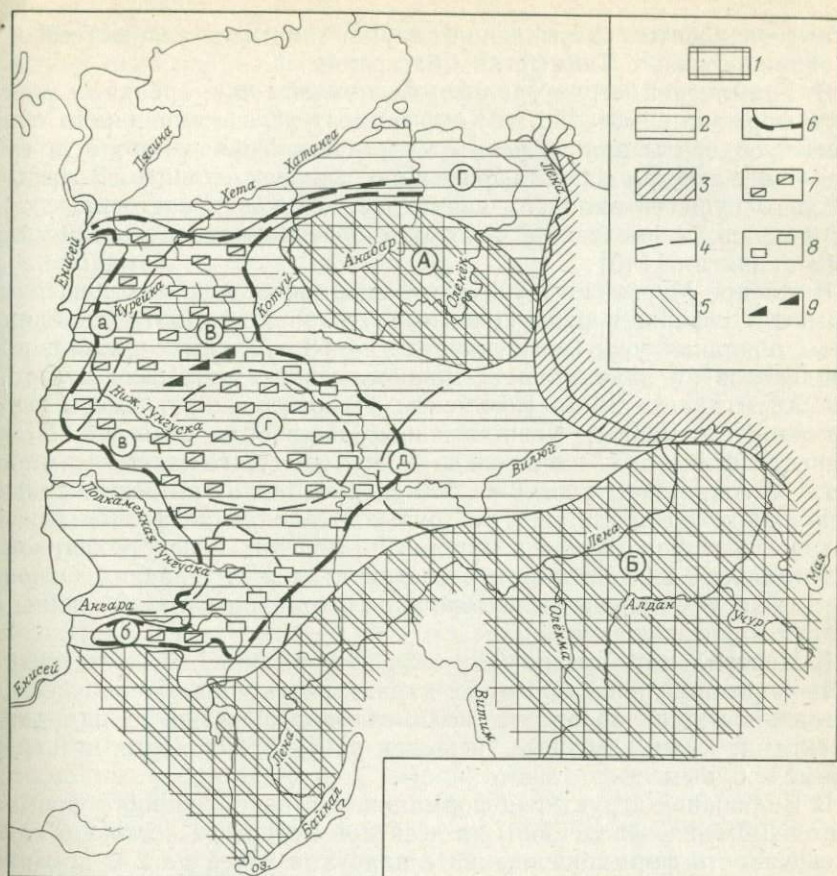


Рис. 35. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Сибирской платформы. Визе-пермский подэтап.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (А — Анабарская, Б — Ангаро-Алданская); 2 — хатакратонные (В — Тунгусская с зонами: а — Приенисейской, б — Ангаро-Мурской, в — Учаминской, г — Центрально-Тунгусской, д — Вилюйской; Г — Котуйско-Оленёкская); 3 — перикратонная Приверхоёно-Таймырская. 4 — граница между зонами; 5 — металлогенические филократонные провинции корообразования (А — Анабарская, Б — Ангаро-Алданская); 6 — Тунгусский угольный бассейн; 7 — районы развития рудной каменноугольной формации; 8 — район возможного развития буроугольной формации; 9 — район возможного развития формации горючих сланцев

пени метаморфизма относится к антрацитам. Угленасыщенность резко падает от западной границы зоны, где насчитывается около 50 угольных пластов, к восточной, в сторону Учаминской зоны. Соответственно сокращению угленасыщенности изменяется и степень метаморфизма углей — от антрацитовых на западе до тощих на востоке [353]. В нижней части формации широко развиты сидериты, образующие маломощные линзы. Мощность формации колеблется от 1500 до 400 м на западе и постепенно сокращается к востоку. К северо-западу в составе формации появляются карбо-

натные горизонты, указывающие на параличские условия ее образования (связь с Таймырским бассейном).

В Учаминской структурно-формационной зоне средняя мощность формации 150—250 м. Коэффициент угленасыщенности снижается, сидериты практически отсутствуют. Угли каменные и бурые. Спорадически развита формация горючих сланцев. В пределах зоны существовали как периодические, так и постоянные области сноса; к последним относится центральная часть Учаминского поднятия [140].

В Ангаро-Мурской структурно-формационной зоне угленосная формация содержит рудную каменноугольную формацию, характерны обильная угленасыщенность (до 78 угольных пластов и пропластков) и значительная мощность как угольных пластов (до 73,8 м пласта 20 на Кокуйском месторождении), так и всей формации (до 1000 м). Угли каменные. На востоке зоны угленасыщенность формации значительно ниже (до 5—6 пластов), мощность ее сокращается до 400—300 м, преобладают полимиктовые песчаники и алевролиты. Угли бурые. Накопление формации на западе зоны происходило в прибрежно-морских и прибрежно-континентальных, а на востоке — в континентальных условиях. Основными областями сноса были Байкало-Патомское нагорье, Саяны и отчасти Енисейский краж.

В Центральнотунгусской структурно-формационной зоне мощность формации более 500 м. Ее характеризуют повышенная угленасыщенность, преобладание полимиктовых песчаников над аргиллитами; угли каменные, нередко рабочей мощности, и переходные к бурым.

В Вилуйской структурно-формационной зоне мощность формации от 400 м на западе зоны до десятков метров на востоке. Угленасыщенность формации низкая с пластами углей до 2 м и караваемобразными конкрециями сидеритов; характерны солончатые водные пеллециподы, брахиоподы и гастроподы, указывающие на связь зоны с Верхоянской геосинклиналью. Угли каменные и бурые.

Выделенными структурно-формационными зонами регулируются угленосность и сидеритоносность. Лучшие по качеству угли (гелифицированные и малозольные) известны в Приенисейской зоне и в западной части Ангаро-Мурской зоны, а также в прилегающих к ним районах, которые были связаны с морскими бассейнами, так как в этих условиях торфяные болота были наиболее обводненными. Более зольные и фюзенизированные угли тяготеют к области поднятий, где торфяники образовывались в менее обводненных условиях. Такие угли отмечаются В. М. Никольским [179] в пределах Учаминского поднятия. Основные концентрации сидеритов образовывались в прибрежно-континентальных условиях, устанавливавшихся периодически в Приенисейской, Вилуйской зонах и по окраине Центральнотунгусской зоны. Общие геологические запасы углей в Тунгусском угленосном бассейне 2345 млрд. т [308].

Котуйско-Оленёкская металлогеническая угленосная провинция расположена вдоль северного фаса платформы между реками Котуем на западе и Анабаром на востоке. Ее характеризует угленосная лимно-паралическая формация (песчаниковая и угленосная свиты перми), содержащая рудную каменноугольную формацию. Мощность и число (до 16) угольных пластов максимальны на западе зоны, в бассейне Котуя (кайская каменноугольная рудная формация); к востоку мощность и число угольных пластов резко сокращаются.

В центральной и окраинной частях Тунгусского бассейна периодически возникали благоприятные условия для формирования кор выветривания. Наиболее благоприятный уровень для их образования относится к перерыву между тунгусской угленосной и тутончанской туффито-песчаной формациями. Ю. К. Горецкий и Ю. Т. Калмыков [50] сравнивали этот же уровень с угленосными отложениями Северо-Восточного Китая, содержащими месторождения бокситов. Коры выветривания этого уровня известны в среднем течении Ангары, где они залегают на тунгусской угленосной формации, ниже основания тутончанской туффито-песчаной формации, либо в ее нижней части (переотложенные коры). Представлены пестроокрашенными алевролитами (0,4—0,6 м) с маломощными линзами (5—10 см) монтмориллонитовых глин; в бассейне Чуни Н. С. Маличем отмечен горизонт (0,2—0,5 м) аллитоподобной породы в нижней части тутончанской туффито-песчаной формации. Южнее, в бассейне Оскобы (левый приток Подкаменной Тунгуски), Б. В. Шибистовым из нижней части тутончанской формации собраны породы каолинитового состава с кремневым модулем 0,95 и содержанием SiO_2 35,16%, Al_2O_3 35,54%, Fe_2O_3 7,17%, TiO_2 1,13%, FeO 0,45%, Na_2O 1,19%, K_2O 1,09%, п. п. п. 10,35%. К корам выветривания этой эпохи относятся и каолинизированные глины («гагаринские слои» поздней перми) в среднем течении Нижней Тунгуски. Площади распространения кор выветривания контролируются позднепермскими конседиментационными Учаминским, Тембенчинским и Хантайско-Рыбнинским поднятиями Тунгусского хатакратона. Кроме того, условия для корообразования и накопления продуктов разрушений существовали на бортах хатакратона.

В третьем подэтапе (поздняя пермь — ранний триас) в эмерсивную стадию этапа продолжали развиваться Тунгусская хатакратонная и Анабаро-Алданская металлогенические провинции.

Тунгусская хатакратонная металлогеническая провинция контролируется одноименной структурно-формационной областью, образование которой сопровождалось крупными расколами вдоль ее бортов и разгрузкой магматических очагов, давших мощные (1500—4000 м) толщи толентовых базальтов, их туфов и многочисленные интрузии долеритов. Усиление прогибаний вдоль северо-западной и северной окраин Тунгусской хатакратонной области, а также ревивация разломов древних, в настоящее время скры-

тых рифтогенных структур (карельского и байкальского времени) приводили к кульминационным моментам растяжения земной коры, обусловленным, видимо, изменением термодинамического режима в ее основании. Возрастание температур способствовало выплавлению более тугоплавких магм с тяжелыми металлами и серой, родоначальных для рудоносной оливинит-габбровой формации (талнахско-норильский тип) и связанных с ней никелево-медных месторождений, а также для ийолит-карбонатитовой формации интрузий центрального типа, содержащих титаномагнетитовую, флогопитовую, магнетит-апатитовую, карбонатитовую, нефелиновую и другие рудные формации. С этими же движениями связано образование безрудных трахибазальтовых магм, а также пикрит-меланефелинитовой и кимберлитовой формаций. Распределение магматических формаций в чехле контролируется структурами Тунгусского хатакратона, образующими Приенисейскую, Предтаймырскую, Сыверминскую и Катангскую структурно-формационные зоны. Каждая структурно-формационная зона характеризуется свойственным ей набором магматических формаций, их мощностями, структурной моделью и металлогенической специализацией.

В пределах **Тунгусской хатакратонной металлогенической провинции** выделяются Ангаро-Катангская металлогеническая железорудная область, Макусовско-Тюнгская, Ангаро-Вилуйская, Илимпейская и Вилуйско-Котуйская железорудные металлогенические зоны, Предтаймырская и Нижнеенисейская металлогенические зоны, перспективные на сульфидные никелево-медные руды [147], Курейско-Бахтинская и Ногинская металлогенические графитоносные зоны, Центральнотунгусская металлогеническая шпатоносная область [147], Енисейско-Котуйская и Авамско-Котуйская металлогенические зоны, перспективные на магнетит-апатитовые, флогопитовые, титаномагнетитовые, нефелиновые и другие рудные формации [147] (рис. 36, 37).

Ангаро-Катангская железорудная область находится на юго-западе и юге Тунгусской провинции и контролируется Ванаварской подзоной Катангской структурно-формационной зоны. В ее пределах широко распространены гидротермальные высокотемпературные магномагнетитовые месторождения, по данным ряда исследователей, приуроченные к трубкам взрыва или расположенные вблизи них [3, 169, 203]. Месторождения связываются с интрузиями позднепалеозойской — раннемезозойской долеритовой формации, отличающимися повышенной железистостью [39, 133, 284]. Однако такая связь предполагается лишь на основании пространственной близости руд и интрузий. Других критериев для ее установления пока нет. С представлениями о связи магномагнетитовых месторождений с интрузиями долеритов в настоящее время не согласны многие исследователи [26, 104, 188, 218, 277, 278 и др.]. Пространственная связь интрузий долеритов и руд, видимо, объясняется лишь тем, что магма и рудоносные растворы использовали одни и те же пути для продвиже-

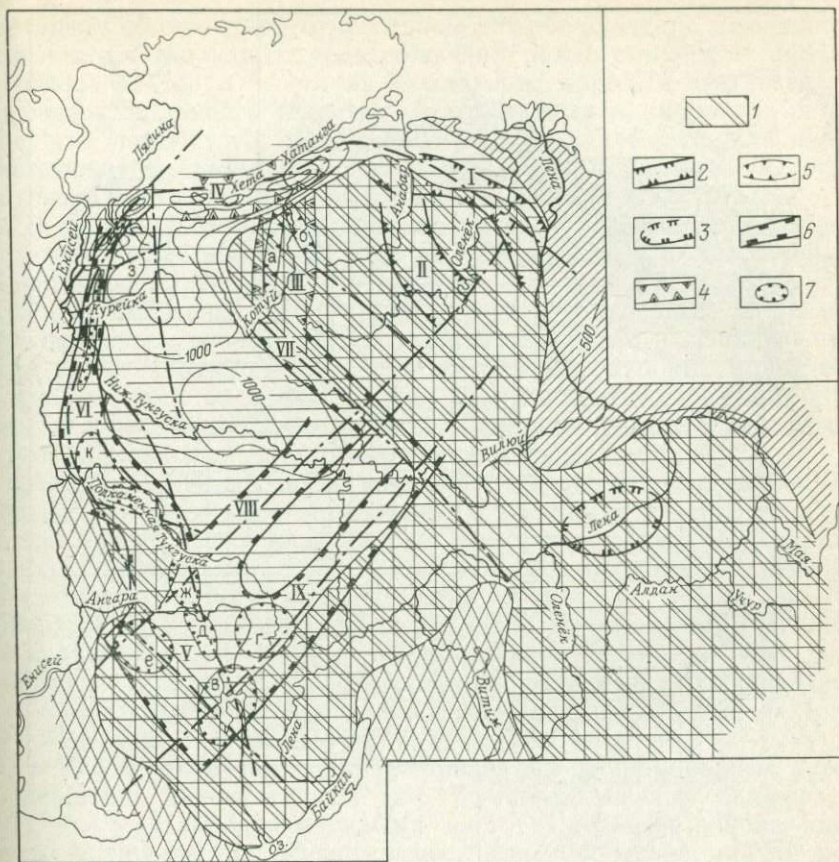


Рис. 36. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Триасовый подэтап.

1 — Анабаро-Алданская филократонная металлогеническая провинция. Металлогенические зоны: 2 — Лено-Оленёкская (I) и Анабарская (II) кимберлитонные; 3 — Буотомская остаточных железных руд; 4 — Ессейско-Котуйская (III) и Авамско-Котуйская (IV) магнетит-анатитовых и флогопитовых руд; 5 — рудные зоны Гулинско-Ессейская (а) и Маганско-Одихиничская (б); 6 — металлогенические железорудные области и зоны: Ангаро-Катангская область (V) с Ангаро-Илимским (в), Ангаро-Катским (г), Средне-Ангарским (д), Чуно-Бирюсинским (е) и Катангским (ж) рудными районами, Макусовско-Тюнгская зона (VI) с Макусовской (з), Курейско-Легнинской (и) и Бахтинско-Вельминской (к) рудными зонами, Вилюйско-Котуйская (VII), Илимпейская (VIII) и Ангаро-Вилюйская (IX) зоны; 7 — контуры железорудных районов. Остальные условные обозначения см. на рис. 34

в верхние горизонты земной коры (см. раздел «Рудные формации»).

Руды представлены двумя основными типами — жильным и прожилково-вкрапленным, из которых то один, то другой преобладает на разных месторождениях. Главным рудным минералом является магнетит, содержащий значительное количество (до 12%) MgO, реже встречаются магнетит, маггемит, гематит, сульфиды и ряд других минералов. Распределение железорудных мес-

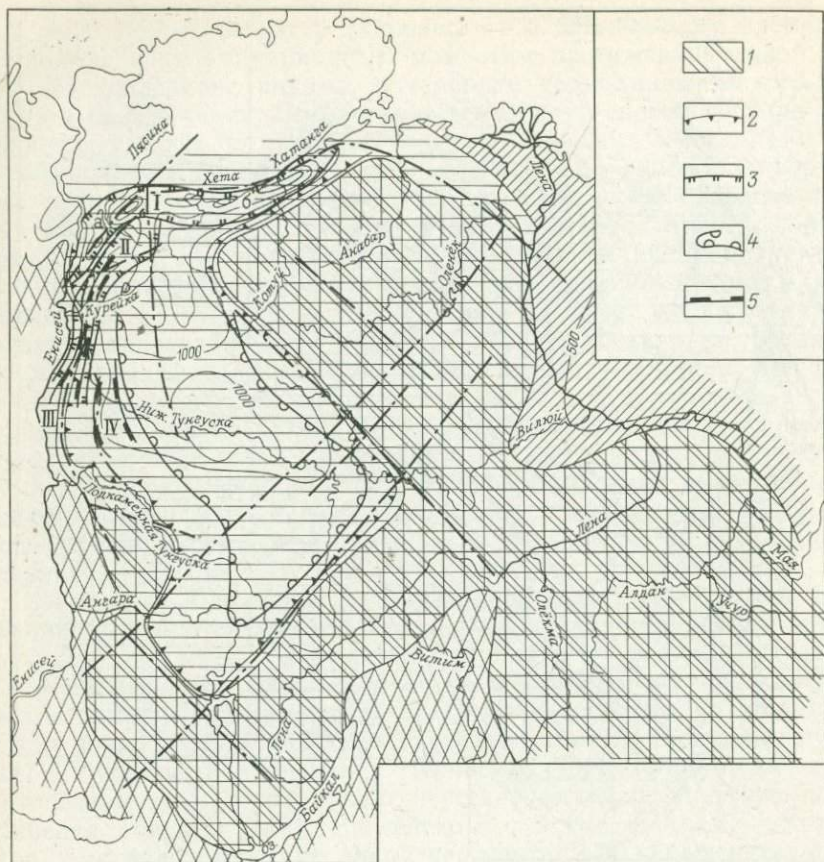


Рис. 37. Схема металлогенического районирования Сибирской платформы. Триасовый подэтап.

1 — Анабаро-Алданская филократонная металлогеническая провинция корообразования; 2 — Тунгусская хатакратонная металлогеническая провинция; 3 — металлогенические зоны сульфидных никелево-медных руд Предтаймырская (1) с Норильско-Харлаухским (а) и Боярско-Дельканским (б) рудными районами и Нижнеинейская (II); 4 — Центральнотунгусская металлогеническая шпатоносная область; 5 — металлогенические графитоносные зоны Курейско-Бахтинская (III) и Ногинская (IV). Остальные условные обозначения см. на рис. 34

торождений Ангаро-Катангской области контролируется пересечениями разломов северо-восточного, северо-западного и меридионального (Ангаро-Катский район) простираения. Разломы возникли вдоль бортов погрёбенного Катангского поднятия, существовавшего еще в ордовике, и вновь активизировались в триасе вдоль бортов Ванаварской впадины. Не исключена возможность более древнего заложения разломов [188], еще в связи с развитием геосинклинальных трогов (или палеорифтов) карельского и байкальского времени, а затем их ревивации при образовании Катангского поднятия и Ванаварской впадины.

Наряду со структурным фактором важное значение для распределения железорудных месторождений области имеет и литологический фактор, т. е. состав вмещающих пород, в частности химическая активность терригенно-карбонатных и карбонатных пород, что способствует локализации оруденения в них. Массивные известняки и доломиты и мраморизованные известняки, а также интрузии долеритов чаще всего играют роль экрана [218].

В пределах Ангаро-Катангской железорудной области все разведанные и прогнозные запасы железа связаны с пятью рудными районами — Ангаро-Илимским, Ангаро-Катским, Среднеангарским, Чуно-Бирюсинским и Катангским. В пределах первых трех районов наиболее крупные месторождения выявлены, и основной прирост запасов может быть обеспечен за счет глубоких горизонтов и вовлечения в разведку средних и мелких месторождений. Четвертый и пятый районы изучены слабо, но по общим геологическим и геофизическим данным высоко перспективны.

Ангаро-Илимский район находится в краевой части Тунгусской синеклизы, тяготеет к протяженным разломам северо-западного и северо-восточного простираний. Железные руды, по данным А. П. Тигунова [299] и др., образуют крутопадающие рудные залежи, представленные линзами, пластообразными телами и крупными рудными столбами, склоняющимися к единому рудоподводящему каналу, образованному пересечением разломов. На всех месторождениях отмечаются перерывы оруденения по вертикали, что обусловлено литологическим фактором и сложностью тектонических условий в период рудообразования.

В районе отмечается широкое развитие скарнированных пород. Содержание железа в рудах до 63%, серы до 0,066%, фосфора до 0,14—0,3%. Наиболее крупными месторождениями района являются Коршуновское, Рудногорское, Красноярское; общие подсчитанные запасы 1,2 млрд. т. В районе возможен прирост запасов за счет разведки глубоких горизонтов известных и новых месторождений, их ближних и дальних флангов, а также за счет обнаружения слепых рудных тел. Большое значение имеет правильное понимание структуры месторождений. На Коршуновском месторождении буровыми работами подтвержден многоярусный характер оруденения. На глубине 740—1060 м вскрыта скарноворудная зона в доломитах нижнего кембрия с пологозалегающими телами руд мощностью до 40 м с содержанием железа 35—40% [181, 299]. На Рудногорском месторождении рудные тела прослежены до глубины 1000 м, что существенно увеличивает его запасы. В пересмотре нуждается оценка запасов Красноярского и других месторождений: проходка глубоких скважин и использование геофизических работ позволят переоценить заниженные в настоящее время запасы железных руд.

Ангаро-Катский рудный район приурочен к субмеридиональному Катангскому разлому, вблизи которого и локализуются железорудные месторождения. По условиям залегания, морфологии и составу руды рассматриваемого района близки к рудам Ангаро-

Илимского района, хотя имеются и отличия. Наиболее крупные месторождения района — Нерюндинское и Копаяевское. Запасы руд района определяются в 1,1 млрд. т. Важную роль в процессе рудообразования на Нерюндинском месторождении играл экран — силл долеритов мощностью до 100 м, расположенный на глубине 350—450 м. Под ним локализуются рудные залежи мощностью от 1—2 до 60—80 м. Площадь таких залежей более 2 км²; запасы превышают 100 млн. т. Геофизические данные позволяют предполагать на Нерюндинском месторождении наличие второго горизонтального тела в породах нижнего кембрия под мергелями (экран) верхоленской свиты на глубине 800—1000 м. Прирост запасов руд района может быть существенно пополнен в первую очередь за счет доразведки глубоких горизонтов известных месторождений.

Среднеангарский рудный район расположен к востоку от Ангаро-Катского и прослеживается от Иркинеевского выступа до приустьевой части р. Ковы. Простирается район широтное. На востоке он примыкает к Ангаро-Катангской зоне разломов северо-западного направления, которая контролирует и Ангаро-Илимский район. В пределах района известно около 20 месторождений, выделены шесть рудных узлов; лучше других изучен Кодинский узел с крупным Тагарским месторождением. Остальные узлы — Агалеевский, Ильбокичинский, Зиргулинский, Маньзинский и Бирямбинский — изучены меньше, хотя перспективы их на основании геофизических данных оцениваются высоко. Все месторождения локализуются в карбонатно-терригенных образованиях кембрия, приурочены к положительным пликативным структурам. Кроме Тагарского известны Пономаревское, Восток, Нижнетагарское, Агалеевское, Таловское и другие месторождения. Запасы руд района оценены пока в 1,2 млрд. т.

Чуно-Бирюсинский рудный район расположен к югу от Среднеангарского, в бассейне нижнего течения Чуны и Бирюсы в пределах Чуно-Бирюсинского поднятия, ограниченного с северо-запада и юго-востока разломами и флексурами. В пределах района широко развиты силлы и дайки долеритов и многочисленные вулканические аппараты. В низовьях Чуны в 1973 г. выявлено Кычетское месторождение. По данным И. В. Британа и др. [193], зафиксировано оно отрицательной магнитной аномалией (ΔT 1900 гамм). Выделяется оно аномалией и в гравитационном поле. Интерпретация геофизических данных позволяет считать, что месторождение вскрыто в апикальной части и представляет собой крутопадающий рудоносный столб, осложненный субгоризонтальными ветвями. В районе месторождения и к востоку от него, по данным И. В. Британа и др. [193], известно большое число отрицательных аэромагнитных аномалий, которые не имеют достаточной оценки. В целом слабо изученный Чуно-Бирюсинский район по имеющимся предпосылкам высоко перспективен. В связи с этим необходимо отметить, что выявление магнетитовых месторождений на площади широкого распространения интрузий основного состава (долериты) на основе результатов магнитных съ-

мок, по данным В. И. Яскевича и др., весьма затруднительно или почти невозможно. Магнетитовые месторождения, не выходящие на поверхность, отражаются магнитными аномалиями малой и средней интенсивности, которые не выделяются в сложном магнитном поле среди других аномалий, обусловленных интрузивными долеритами.

По мнению В. И. Яскевича и др., все промышленные месторождения Приангарья отмечаются положительными аномалиями силы тяжести, фиксируемыми крупномасштабной гравиметрической съемкой. Только комплексная магнитная и гравиметрическая съемка (плюс электроразведка) поможет уверенно разделять аномалии от крупных рудных тел и интрузий основных пород, а также поможет установить рудолокализирующие структуры. Комплексные геофизические работы позволят не только выявить рудные объекты, но и оценить их масштабы.

Прогнозные запасы железных руд Чуно-Бирюсинского района, по данным И. В. Британа и др. [193], оцениваются в 3—4 млрд. т. По данным Л. П. Тигунова и др. [181, 299], прогнозные запасы железных руд только Иркутской области до глубины 500—600 м составляют 15 млрд. т.

Катангский рудный район контролируется Ангаро-Катангским разломом северо-западного простиранья. Разлом ограничивает Ванаварскую синеклизу с запада. В зоне известно Бирямбинское месторождение и ряд проявлений (Петерма, Кривляковское, Бешашиминское и др.). Руды представлены магнетитом, магнетитом и в незначительной мере гематитом. По данным Б. П. Чеснокова [331], месторождения Катангского рудного района отличаются от месторождений Среднеангарского рудного района отрицательными локальными магнитными аномалиями; среднеангарским месторождениям (Тагарское и др.) отвечают положительные магнитные аномалии. От среднеангарских они отличаются также большим содержанием магния в магнетитах. В северо-западной части района выделен Лакурский рудный узел, в котором описаны Нижнелакурское и Доскапайское месторождения и ряд проявлений магнетитовых руд [123]. Наряду с высоко-среднетемпературными вкрапленными и массивными магнетитовыми рудами, ассоциирующимися со скарнами в пределах узла, распространены средне-нижнетемпературные полосчатые магнетит-гётитовые руды и магнетит-гётит-кварцевые и кальцит-кварцевые породы с флюоритом, пиритом, халькопиритом и самородной медью.

В пределах рудного района, по данным Б. В. Шибицова, в бассейне Камо выявлена перспективная площадь с месторождениями Верхний Оллонокон, Нококон и Ягнянда. Расположены они ближе разломов северо-западного простиранья, пересекающихся более мелкими нарушениями. Сложены месторождения магнетитом с примесью гематита. Содержание Fe_2O_3 в рудах от 58,4 до 85,9%; FeO — от 9,2 до 18,2%. Катангский район труднодоступен и изучен слабо. Прогнозные запасы его не менее 3 млрд. т.

В целом для Ангаро-Катангской области для локализации магнетитовых руд благоприятны участки (узлы), на которых развиты: 1) рудопроводящие разломы, особенно их пересечения, расположенные над сквозькоровыми разломами, достигающими мантии; 2) пликативные положительные и отрицательные структуры второго и третьего порядков в чехле платформы; 3) карбонатные и терригенно-карбонатные породы кембрия и ордовика, являющиеся химически наиболее активными; 4) метасоматически измененные породы; 5) магнитные и гравиметрические аномалии рудной природы.

Макусовско-Тюнгская металлогеническая зона, перспективная на железные и свинцово-цинковые гидротермальные руды, тянется почти на 1000 км от р. Макус на севере до р. Подкаменной Тунгуски на юге, вдоль западного борта Тунгусской синеклизы, и контролируется Приенисейской структурно-формационной зоной (см. рис. 34 и 36). Эндеогенные месторождения и проявления железных руд известны в бассейнах Ветки, Макуса, Кулюмбе, Курейки, Северной, Летней, Бахты и Подкаменной Тунгуски. Некоторые исследователи [169, 351] связывают такие месторождения, как Ветка, Макус, Сурингдакон, Комдальское, с трубками взрыва. Однако данных для этого недостаточно. В пределах зоны на реках Северной и Летней в экзоконтактах интрузий субщелочных долеритов известны магнетитовые месторождения (летнинский тип [284, 303]). Пространственное совмещение интрузий и руд обусловлено контролем одними и теми же разломами. Приуроченность магнетитовых месторождений р. Северной к контактам интрузий объясняется лишь наличием ослабленной зоны на контакте интрузий и вмещающих их пород. Генезис источника вещества руд месторождений магнетита зоны в значительной мере дискусионен (см. раздел «Рудные формации»).

Зона ограничивается скрытыми крупными сквозькоровыми разломами — Приенисейским и Ламско-Летнинским. В чехле магномангнетитовые руды контролируются разломами, развитыми вдоль крыльев Хантайско-Рыбинского поднятия и Курейско-Летнинского вала [272], на юге — разломами, осложняющими южный и западный борта Учаминского поднятия. Локализация руд в пределах этих структур определяется пликативными структурами и разломами более высоких порядков (Енгидинский, Вельминский, Бахтинский и другие вали [137]). Перспективы зоны, расположенной южнее бассейна Нижней Тунгуски, более высоки [203], чем зоны, расположенной севернее. В пределах металлогенической зоны выделяются Макусовская, Курейско-Летнинская и Бахтинско-Вельминская рудные зоны.

Макусовская рудная зона выделена в северной части Макусовско-Тюнгской металлогенической зоны. В ее пределах известно крупное Макусовское магнетитовое проявление, приуроченное к измененным породам в пределах Ламско-Летнинской зоны разломов вдоль восточного крыла Хантайско-Рыбинского поднятия. Магнетитовое оруденение прожилково-вкрапленное, брекчиевое и

жильное. Руды сопровождаются метасоматическими эпидот-амфиболовыми, эпидот-пироксеновыми, скаполитовыми и везувиановыми породами. Зона изучена слабо.

Курейско-Летнинская рудная зона имеет длину около 300 км, тянется от р. Кулюмбе до р. Сухой Тунгуски. В зоне выявлены многочисленные гидротермальные проявления и ряд месторождений магнетита, развиты интрузии долеритов различного состава [145, 303]. Магнетитовые руды в виде жил и густовкрапленных тел локализуются иногда в верхнем экзоконтакте интрузий, в ряде случаев вдали от них. Наиболее крупные месторождения, разведанные скважинами, находятся в 6—18 км от устья р. Северной. Зона контролируется восточными крыльями Хантайско-Рыбнинского поднятия и Курейско-Летнинского вала, вдоль которых прослеживаются разломы, тянущиеся более чем на 600 км.

Бахтинско-Вельминская рудная зона находится в верхнем течении Бахты, а также в нижнем и среднем течении Подкаменной Тунгуски. В ней известно более 10 месторождений и проявлений магнетитовых руд. Наиболее крупные из них Сурингдаконское, Хакдасис, Камышевский Байкитик, Чернореченское. Месторождения почти не изучены. Н. В. Павлов связывает их с дифференцированными интрузиями тешенит-долеритов. Магнетитовые месторождения локализуются в зонах разрывов северо-западного простирания, контролируемых Енгидинским, Вельминским, Бахтинским и другими валами [137]. Юго-западной границей железорудной зоны является Бахтинско-Тюнгская зона разломов [140].

Малый объем геологоразведочных и геофизических работ, проведенных на большинстве месторождений Макусовско-Тюнгской металлогенической зоны, не дает возможности надежно оценить запасы железных руд в ее пределах. При ориентировочном подсчете при учете крупных магнитных аномалий и месторождений (рек Северной и Летней — около 500 млн. т каждое при содержании железа 37%; Камышевский Байкитик — около 140 млн. т при содержании железа 50—55%, Сурингдаконское и Органовское — около 500 млн. т каждое и многие другие) запасы составляют не менее 3 млрд. т [340].

Проявления свинца и цинка характерны для всей Макусовско-Тюнгской металлогенической зоны. В северной части зоны они встречаются эпизодически и имеют минералогическое значение. На юге (реки Корда, Тычаны, Чуня) проявления полиметаллов выражены вкрапленностью галенита и сфалерита в карбонатных породах ордовика на участках широкого распространения даек долеритов, иногда в экзоконтактах с этими дайками. Концентрация полиметаллов произошла, по-видимому, в результате перераспределения стратиформных руд ордовика под воздействием растворов различного генезиса.

Ангаро-Вилюйская металлогеническая зона, перспективная на магнетитовые руды, прослеживается от р. Ангары через бассейн Илима в среднее течение Большой и Малой Еремы и далее в бассейн Ахтаранды [147, 203]. Длина зоны бо-

лее 700 км. Контролируется она разломами северо-восточного простирания вдоль юго-восточного борта Ванаварской подзоны Тунгусской структурно-формационной зоны [140].

М. М. Одинцовым [188] Ангаро-Вилуйская зона на основании геофизических данных протягивается от Окинского Присяянья на юго-западе от Малоботубинского кимберлитового поля на северо-востоке. Строение зоны определяется структурными особенностями фундамента, который в этой части платформы, так же как и в ряде других ее частей, гетерогенный и полихромный. Основные разломы зоны обусловлены зонами главнейших разломов фундамента [188] (см. рис. 19).

С развитием Ангаро-Вилуйской зоны [104, 188] связано образование месторождений и рудопроявлений магнезиального магнетита, титана, барита, целестина, исландского шпата, полиметаллов и ртути. Особенно широко распространены месторождения магнетитовых руд. По мнению М. М. Одинцова, магнетитовое оруденение не было связано с массивами долеритов, залегающими в осадочном чехле платформы, а ассоциирует с глубинными очагами и постмагматическими процессами. Оно образовалось значительно позже интрузивных долеритов — в интервале 160—100 млн. лет — в юрско-меловой период [188, 277, 278]. Рудные флюиды использовали для транзита ослабленные зоны, по которым в раннем триасе базальтовые магмы прорывались в верхние слои литосферы. Как отдельные месторождения зоны (Непский район), так и зона в целом изучены слабо.

Илимпейская металлогеническая зона, перспективная на железные и свинцово-цинковые руды, протягивается субпараллельно Ангаро-Вилуйской в центральной части Тунгусского хатакратона; контролируется разломами северо-восточного простирания, возникшими над северо-западным бортом погребенного Катангского поднятия в чехле и над зонами разломов гетерогенного фундамента [188]. В районе р. Илимпеи были известны более 10 проявлений магнетитовых руд и ряд проявлений свинца и цинка. В последнее время в ее северо-восточной части установлено широкое развитие гидротермально-метасоматического магнетитового оруденения, выявлено более 40 магнитных аномалий с прогнозными запасами магнетитовых руд около 4 млрд. т.

По данным В. П. Филоненко [37], в бассейнах Таймуры, Иритки и Илимпеи широко развиты проявления магнетита и гидротермальные измененные породы от высокотемпературных известковых скарнов до средне- и низкотемпературных кальцифиров и приповерхностных кальцит-гипс-ангидритовых пород с гидроокислами железа. Измененные породы развились по вулканогенно-осадочным и угленосно-терригенным образованиям карбона, перми и триаса. Породы прорваны многочисленными интрузиями долеритов. Гидротермальные изменения контролируются дизъюнктивами. Магнетитовые проявления находятся в окружении высоко- и среднетемпературных околорудных измененных пород. В. П. Филоненко выделяет 11 рудных перспективных площадей. Рудные

площади характеризуются интенсивными магнитными аномалиями, часто в эпицентрах совпадающими с выходами магнетитовых руд. Рудные тела залегают на глубине от 80 до 100 м. Основная же часть находится на глубине 280—380 м. По геофизическим данным максимальная глубина залегания рудных тел оценивается в 2,5 км. Наиболее перспективны Гэрбиткэновская, Чавидинская и Левопурьхирская рудные площади [317].

Вилуйско-Котуйская металлогеническая зона, перспективная на гидротермальные железные и полиметаллические руды, выявлена вдоль восточного борта Тунгусского хатократона. Изучена она слабо. В ее пределах известен ряд магнитных аномалий и несколько проявлений железных руд (реки Котуй и Вилуй). В зоне распространены интрузии долеритов с повышенной железистостью [39, 134, 284, 304], а также толеит-долеритового состава. Проявления цинкового оруденения, встреченные Н. С. Маличем и Е. В. Тугановой в верховьях Мойерокана, представлены густой вкрапленностью сфалерита в кварц-карбонатных песчаных перми, перекрывающих интрузии. Распределение руд контролируется разломами северо-западного простирания. В северной части зоны в бассейнах Котуя и Чангады геологами объединения «Аэрогеология» также обнаружены проявления свинца и цинка. Распределение железных и полиметаллических руд в пределах Вилуйско-Котуйской зоны изучено слабо, не прослежено по простиранию, не освещено геофизическими работами.

Говоря о триасовой эпохе образования магнетитовых месторождений на Сибирской платформе в целом, следует отметить, что только на междуречье Нижней Тунгуски и Ангары известно свыше 200 месторождений и проявлений, среди них более 10 месторождений с запасами около 500 млн. т и более (до глубины 400—600 м). Кроме того, выявлено значительное число магнитных аномалий рудной природы. С учетом сведений о немалой (до 2000 м) протяженности на глубину известных месторождений и геолого-геофизических данных о вновь выявленных и предполагаемых месторождениях триасовой эпохи прогнозные запасы железных руд могут быть оценены в 25—30 млрд. т.

Предтаймырская металлогеническая зона, перспективная на сульфидные никелево-медные руды, расположена на северо-западе и севере платформы (см. рис. 37) и контролируется Предтаймырской структурно-формационной зоной [140, 147, 148] — от р. Енисея на западе до р. Котуя на востоке. Зона трассируется цепью линейно вытянутых глубоких мульд, входящих в единую систему краевых структур [7, 272, 301, 302] северо-запада и севера Сибирской платформы. В пределах Предтаймырской зоны выявлены Норильская, Хараелахская, Вологочанская, Иконская, Большеавамская, Боярская и Дельканская мульды размером от 70 до 150 км по длинной оси, разделенные небольшими седловинами. Мощность верхнепалеозойско-нижнемезозойских осадочно-вулканогенных образований, слагающих мульды, достигает более 4000 м. На юге зона сочленяется с Тунгусской

синеклизой по Аяно-Амбардахскому порогу, на севере ограничивается юрско-меловой Хатангской впадиной, частично наложенной на северную погребенную часть Предтаймырской структурно-формационной зоны.

Различие магнитного и гравитационного полей [248] Предтаймырской зоны и Тунгусской синеклизы свидетельствует об их неодинаковом глубинном строении, что обусловлено скорее всего разнородным характером фундамента и наличием долгоживущих глубинных разломов. Последние унаследовали направление шовных структур (палеорифтов) фундамента и служили путями подъема рудоносных магм.

Зона характеризуется большим разнообразием магматических формаций, выделяющих ее среди остальных структурно-формационных зон Сибирской платформы как во времени, так и в пространстве. В ее пределах проявились формации основных, щелочно-основных, ультраосновных — основных и щелочно-ультраосновных пород. Наиболее широко в ней развиты формации основных пород — толеит-базальтовая и долеритовая. Интрузивная формация объединяет ряд субформаций и, в частности, включает широко распространенную безрудную толеит-долеритовую и троктолит-долеритовую субформации. Последняя была описана под названиями курейского комплекса [274, 303] и карамского типа [305]. В связи с интрузиями троктолит-долеритовой субформации хотя и известно сульфидное никелево-медное позднемагматическое оруденение [274], но количества меди и никеля в них низкие, промышленных концентраций не образуют. Формации щелочно-ультраосновных пород развиты в центральной и восточной частях зоны. По проявлению формаций ультраосновного — основного состава (интрузивная оливинит-габбровая и эффузивная пикрит-базальтовая) Предтаймырская зона единственная. Все известные в ее пределах сульфидные никелево-медные месторождения и крупные проявления [46, 47, 95, 108, 145, 163, 212, 213, 234, 248, 274, 301] связаны с дифференцированными интрузиями оливинит-габбровой формации (талнахско-норильский тип) триаса [135]. Магматический фактор контроля никелево-медной рудной формации на Сибирской платформе определяется ее приуроченностью к интрузиям оливинит-габбровой интрузивной формации (охарактеризована в разделе «Рудоносные формации»). Сульфидная никелево-медная рудная формация зоны (месторождения Норильское и др.) представлена ликвационно-магматическими (реже инъекционно-метасоматическими) массивными (жилы и залежи) рудами, приуроченными обычно к придонным ультраосновным частям дифференцированных интрузий или к подстилающим породам.

Разнообразие магматических и рудных формаций обусловлено значительной подвижностью зоны. С наиболее глубокими разломами связаны формации, содержащие ультраосновные дифференциаты и значительные концентрации тяжелых металлов.

Металлогеническая специализация западной части зоны и благоприятные рудоконтролирующие факторы [306] в ее центральной [27] и восточной [248] частях обусловили выделение этой зоны в качестве перспективной на сульфидные никелево-медные руды. В западной части зоны локализуется никелево-медная рудная формация, связанная с отчетливо дифференцированными интрузиями оливинит-габбровой формации (месторождения Норильское, Черногорское и др.). Высоки перспективы открытия новых месторождений на глубинах более 1500 м [66]. В центральной и восточной частях зоны выявлены проявления сульфидного никелево-медного оруденения (реки Алылях, Самоедская речка, Пастах-Сала, Ледяная, Левая Боярка, Малая Романиха, Маймеча, Киндын и др.), связанные с интрузиями троктолит-долеритовой субформации. Кроме того, в пределах зоны известен ряд магнитных аномалий значительной интенсивности, а также вторичных ореолов рассеяния никеля, меди и кобальта (бассейны Чопко, Большого и Малого Авамов, Самоедской речки и др.), которые возможно связаны с месторождениями, скрытыми на значительной глубине (не менее 600—800 м). В целом центральная и восточная части зоны изучены слабо.

Сульфидная никелево-медная рудная формация контролируется бортами глубоких мульд, сложенных вулканогенными и вулканогенно-осадочными образованиями триаса на участках пересечения их глубокопроникающими долгоживущими разломами, связанными с возобновлением движений в триасе вдоль сочленения разнородных блоков фундамента. Формация проявляется на участках перепадов мощностей земной коры.

Кроме структурного и магматического факторов для распределения никелево-медных руд имеют значение литолого-стратиграфический фактор [306], геофизические, геоморфологические и другие критерии (см. раздел «Рудные формации»).

В пределах Предтаймырской металлогенической зоны выделяются Норильско-Хараелахский и Боярско-Дельканский рудные районы [140].

Норильско-Хараелахский рудный район пространственно совпадает с Норильской, Вологочанской, Хараелахской и Иконской мульдами, осложняющими западную часть Предтаймырского прогиба (см. рис. 6 и 7). Наиболее важным в районе является Норильско-Хараелахский разлом. Значительный интерес представляют также Боганидский, Фокинско-Тангаралахский, Северо-Хараелахский и Микчандский разломы [163], а также их пересечения. Все разломы образовались в результате контрастных движений при интенсивном прогибании мульд и растяжении коры. В пределах Норильско-Хараелахского рудного района локализуются известные сульфидные никелево-медные месторождения. В районе известно также крупное магнетитовое проявление Веткинское, приуроченное к Фокинско-Тангаралахскому разлому.

Боярско-Дельканский рудный район совпадает с одноименными мульдами (см. рис. 37), осложняющими восточную часть

Предтаймырского прогиба. Породы района пересечены разломами субширотного и субмеридионального простираний, возникшими в результате оживления в мезозое движений над Таймыро-Байкальским разломом. В бассейнах Правого Атырдяка, Логоки, Циногоира и Ханара геологами НИИГА обнаружен новый рудоносный узел. Здесь выявлен ряд дифференцированных интрузий с повышенной магнезиальностью. В нижнем горизонте наиболее магнезиальной интрузии (Ханар) найдены вкрапленные, прожилково-вкрапленные и сплошные никелево-медные руды. Сульфидное оруденение также приурочено к многочисленным тектоническим нарушениям [248, 305].

Наряду с никелево-медным оруденением зона перспективна на ряд других полезных ископаемых (флогопит, апатит-магнетитовые руды, нефелин, графит, медь и, возможно, исландский шпат).

Нижеенисейская металлогеническая зона, перспективная на сульфидные никелево-медные руды, совпадает с Приенисейской структурно-формационной зоной, расположенной вдоль Ламско-Летнинской зоны разломов. В пределах зоны выявлены дифференцированные интрузии талнахско-норильского (Имангда и др.) и курейского (гора Озерная, Джалтульская) типов [303]. Особенно широко развит последний, с которым и связана распространенная в зоне бедная позднемагматическая сульфидная минерализация (реки Курейка, Кулюмбе, Северная и др.) [274]. Расположение рудоносных интрузий контролируется разломами, образовавшимися вдоль крыльев Хантайско-Рыбнинского и Курейско-Летнинского валов [272]. Особенно перспективны участки пересечения с разломами северо-восточного направления [140]. В пределах Нижеенисейской зоны выделяются четыре района: Имангдинский, Кулюмбинско-Горбиачинский, Курейско-Северореченский и Нижнетунгусский на основании благоприятных магматических, тектонических и других факторов и признаков.

Имангдинский рудный район [248] располагается в северной части зоны в пределах Ламско-Летнинской зоны разломов субмеридионального направления. В районе известен ряд рудоносных дифференцированных интрузий (Имангда, Накохоз и др.). Прожилково-вкрапленное сульфидное никелево-медное оруденение приурочено к их нижним горизонтам. В южной части района благоприятный стратиграфический уровень погружается на глубины 500—700 м.

Кулюмбинско-Горбиачинский рудный район находится в центральной части зоны. В пределах района установлены троктолит-долеритовые интрузии с повышенной магнезиальностью (Кулюмбинская, гора Мирдза и др.) по сравнению с толеновыми долеритами. Пространственно и генетически с ними связано бедное сульфидное оруденение, представленное пирротинном и халькопиритом. Интрузии и оруденение контролируются пересечением субмеридиональных и субширотных разломов. Район изучен слабо.

Курейско-Северореченский рудный район [248] располагается вдоль восточного крыла Курейско-Летнинского вала и протягивается на 120 км [272]. В его пределах развиты интрузии как сходные с норильскими (Второй порог, Нижний ручей, р. Делинга и др.), так и курейского (горы Джалтул, Озерная, Подкова, Колю и др.) типа [284, 303], а также интрузии кузьмовского типа (Дегенская) [303]. В связи с интрузиями, условно отнесенными к норильскому типу, развито сульфидное никелево-медное оруденение вкрапленного, шлирового и в одном случае жильного (Нижний ручей) типов. К интрузиям курейского и кузьмовского типов [284, 303] приурочены бедная сульфидная вкрапленность, шлиры и горизонты в различных частях разреза интрузий. В ряде участков района вдоль разломов наблюдаются интенсивное скарнирование и карбонатизация, а также жилы халькопирит-пирротинового состава без никеля, но с повышенным содержанием кобальта. Оруденение, по-видимому, гидротермального генезиса. Оно известно в бассейне Курейки, Авама, Колю, среднего течения Северной и в других местах. Район весьма перспективен, но изучен недостаточно.

Нижнетунгусский (Неконгдаконский [248]) рудный район расположен в южной части Нижнеенисейской зоны в краевой западной части Тунгусской синеклизы. Сульфидное оруденение халькопирит-пирротинового состава с редким пентландитом приурочено к интрузиям курейского (гора Хупери) и кузьмовского (р. Неконгдакон) типов [284] и контролируется Бургу克林ским разломом северо-восточного направления, протягивающимся на 150 км. В бассейнах Ерачимо и Неконгдакона встречено большое количество сульфидных валунов с повышенным содержанием меди.

Курейско-Бахтинская графитоносная металлогеническая зона частично совпадает с Нижнеенисейской зоной, но протягивается южнее, до р. Бахты. Металлогеническая зона приурочена к Приенисейской структурно-формационной зоне. Здесь известны месторождения графита Курейское (мощность пласта графита от 4,5 до 15 м), Бургу克林ское в долине Нижней Тунгуски (мощность пласта 10 м) и три проявления на р. Фатьянихе — у скал Монахи (мощность пласта 1 м), в 1 км выше устья руч. Графитного (мощность 5 м) и в долине Черной (1 м). На всех месторождениях графит мягкий, блестящий, в большинстве высокого качества [39, 142, 262].

Ногинская графитоносная металлогеническая зона [147] находится к востоку от Курейско-Бахтинской зоны (см. рис. 37). В ее пределах известно Ногинское месторождение графита и ряд проявлений (Верхнебахтинское и др.). Месторождение слагают два пласта высококачественного графита мощностью до 6,7 м. Зона контролируется Учаминским поднятием [140]. Факторы, благоприятные для графитообразования, изложены в разделе «Рудные формации».

Центральнотунгусская шпатоносная металлогеническая область [39, 102, 147] Тунгусской хатакра-

тонной провинции (см. рис. 37) изучалась П. Л. Дравертом, И. М. Сусловым, Г. Г. Моором, А. В. Скропышевым, Е. И. Гуриновой, Е. Я. Киевленко, К. К. Атабаевым, Н. И. Андрусенко, Е. В. Настасенко, Р. Г. Раскиной и многими другими. Большая часть проявлений оптического кальцита локализована в нижних горизонтах лавовой толщи триаса: в шаровых лавах и мандельштейнах нидымской (на юге) и логанчинской (на севере) свит. Значительное число проявлений приурочено к обломочным вулканогенным породам корвунчанской свиты и к зонам дробления в интрузивных телах долеритов. Приуроченность исландского шпата к нижним горизонтам лавовой толщи объясняется экранирующим действием лав, препятствовавших дальнейшему проникновению растворов вверх. Закономерности распределения исландского шпата до сих пор объяснялись лишь локальными структурными факторами (отдельные разломы, купола, кальдеры). Региональные закономерности размещения оставались неясны. Только благодаря расшифровке тектонической истории предшествовавших этапов развития платформы и ее фундамента стало очевидным, что структурные особенности имели решающее значение для распределения оптического кальцита (см. раздел «Рудные формации»).

Проявления в лавах контролируются региональными разломами, образовавшимися на бортах Центральнотунгусской впадины, а проявления, связанные с туфами и интрузиями долеритов, контролируются ревивирующими разломами, возникшими вдоль склонов древних погребенных поднятий. Шпатоносная область в целом приурочена к Катангской структурно-формационной зоне.

Основными предпосылками для обнаружения исландского шпата в пределах области являются:

- 1) наличие шаровых лав и мандельштейнов, приуроченных к нижней части лавовой экранирующей толщи;
- 2) присутствие региональных и более мелких разломов оперяющих региональные;
- 3) наличие погребенных структур второго порядка, вдоль которых образуются региональные разломы;
- 4) образование линейных положительных структур третьего порядка, возникших над конседиментационными мульдами;
- 5) наличие локальных разломов и зон трещиноватости, нередко приуроченных к вулканическим аппаратам и зонам контакта с интрузиями долеритов;
- 6) широкое развитие ореолов низкотемпературной гидротермальной минерализации, сопровождающей рудную формацию исландского шпата;
- 7) образование впадин в рельефе фундамента и поднятий в рельефе поверхности Мохоровичича;
- 8) утонение консолидированной коры и перепады ее мощности.

В пределах Анабаро-Алданской филократонной металлогенической провинции выделяются Лено-Оленёкская и Анабарская металлогенические зоны [147], перспективные на кимберлиты, и Ес-

сейско-Котуйская металлогеническая зона, перспективная на флогопит, апатит, магнетит, алюминий (нефелин) и другие металлы (см. рис. 36). В конце этапа (T_{2-3}) условия, благоприятные для корообразования, устанавливаются на всей платформе. Формируется огромная Восточно-Сибирская провинция корообразования. В ее пределах выделяется Буотомская металлогеническая зона остаточных железных руд.

Ессейско-Котуйская металлогеническая зона [147], перспективная на флогопитовые, магнетит-apatитовые и нефелиновые руды, контролируется субмеридиональными разломами, расположенными над сочленением различных блоков фундамента платформы (Байкало-Котуйский разлом) и особенно над пересечением субмеридиональных и более мелких широтных разломов. Рудные формации зоны сформировались в процессе дискретного подъема магмы различного состава по центрированному пересечению разломов магмоводу [100]. В зоне известны многочисленные интрузии ийолит-карбонатитовой формации [4, 68, 98, 100], с которыми связаны рудные формации флогопита (интрузии Гулинская, Одихинча, Бор-Урях), магнетит-apatитовых руд (Ессей, Браас, Маган, Долбыха и др.), нефелина (Маган, Одихинча) и др. В пределах металлогенической зоны, как и М. Ф. Лобановым [131], нами выделяются две рудные зоны — Гулинско-Ессейская и Маганско-Одихинчская.

Гулинско-Ессейская рудная зона вытянута в субмеридиональном направлении почти на 350 км. В ее пределах известны рудоносные массивы ийолит-карбонатитовой формации (Гулинский, Бор-Урях, Ессей) и более мелкие интрузии таких же пород (Седете, Далбыха, Чара, Сага-Чара и др.). С крупными интрузиями связаны флогопитовая, перовскит-титаномагнетитовая и магнетит-apatитовая рудные формации.

Гулинская флогопитовая рудная формация приурочена к южному штоку карбонатитов, в шести участках в поле развития мелилитовых пород. Один участок обнаружен в нефелиновых пироксенитах и мельтейгитах. Морфологически ослюденение представлено гнездами, жилами, а чаще вкрапленностью. Размер кристаллов флогопита до 5—8 см. В интрузии Бор-Урях флогопитовое ослюденение приурочено к краевой северо-восточной части штока оливинитов, в местах интенсивной его трещиноватости. Наблюдается чередование жил мономинеральных слюдитов с пегматоидными титаномагнетит-оливин-флогопитовыми жилами с кристаллами слюды до 20—25 см.

Запасы железных руд двух участков Гулинского массива составляют 500 млн. т [49], а перспективные — до нескольких миллиардов тонн. В массиве Ессей, по данным Д. И. Мусатова и др. [4], апатит-магнетитовые (нельсонитовые и фоскоритовые) руды с содержанием P_2O_5 15,3—17,6% слагают неполнокольцевую зону площадью 2 км². Прогнозные запасы только нельсонитовых руд в массиве Ессей до глубины 100 м составляют около 400 млн. т [4] со средним содержанием P_2O_5 15,4—17,5% и валового железа

30%, запасы фоскоритовых руд около 280 млн. т со средним содержанием P_2O_5 3,3—4,6% и валового железа 40%. Судя по геофизическим данным и примерам глубоко разбуренных месторождений (Ковдор, Палабора), Д. И. Мусатовым и др. [4] подсчитаны прогнозные запасы нельсонитовых руд массива Ессей, составляющие 2 млрд. т со средним содержанием P_2O_5 16%. В Гулинском массиве апатитовое оруденение связано с франколитовыми брекчиями. Прогнозные запасы франколитовых брекчий до глубины 100 м при содержании P_2O_5 30—35% составляют 20 млн. т. Общие прогнозные запасы магнетитовых руд массивов Ессей, Ыраас и Маган оцениваются в 6 млрд. т при среднем содержании валового железа 30—40%. В целом изученность зоны недостаточная.

Маганско-Одихинская рудная зона, по данным М. Ф. Лобанова и Л. С. Егорова, контролируется крупными разломами северо-северо-западного направления и оперяющими их разрывными нарушениями (см. рис. 36). Зона прослеживается по правобережью Котуя на 150 км. В ее пределах известны массивы ийолит-карбонатитовой формации — Одихинча, Маган, Ыраас и Кугда. К ним приурочены рудные формации апатит-магнетитовых руд, флогопита, нефелина и хризолита.

Слюдоносные тела массива Одихинча размещены в центральной части массива в крупном ксенолите меллититовых руд, а также в блоке оливинитов и пироксенитов, заключенных среди ийолит-мельтейгитов. Скопления слюды (размер кристаллов до 30 см) сосредоточены также в диопсид-флогопитовых жилах и в ийолит-пегматитах. В жилах пегматитов размер кристаллов флогопита 4—6 см. В массиве Кугда флогопит наблюдается главным образом в оливинитах в виде гнезд и прожилков, а также в виде серни жил.

В массиве Маган флогопитоносные жилы прослежены на сотни метров в центральной его части, где они приурочены к тектоническим нарушениям субмеридионального простирания. Размер кристаллов флогопита от 2 до 30 м. В массиве Ыраас магнетит-apatитовые руды импрегнируют архейские гнейсы на площади 4 км², образуя с ними единую рудную толщу мощностью 500 м. Образование франколитовых и апатит-флогопит-магнетитовых руд в массиве Маган связано с зоной высокой проницаемости в центре массива. Перспективы этого типа руд пока не выяснены, но предполагается, что они достаточно высоки [4]. По мнению В. П. Богачицы [4], перспективы апатитоносности массива Одихинча связаны с возможностью обнаружения на глубине эгирин-apatитовых руд. Изученность зоны невысокая, перспективы ее до конца неясны.

Авамско-Котуйская металлогеническая зона [147], перспективная на комплекс эндогенных полезных ископаемых (флогопит, титаномагнетитовые, магнетит-apatитовые и другие руды) совпадает с восточной частью Предтаймырской никеленосной зоны (см. выше) и контролируется разломами субширот-

ного простираения, приуроченными к северной окраине Сибирской платформы в пределах Большеавамской и Дельканской мульд. Северная граница зоны скрыта под мезо-кайнозойскими отложениями, южная проходит в зоне сочленения Предтаймырского прогиба с Тунгусской синеклизой. Протяженность зоны 500 км, ширина 45—70 км. В пределах этой зоны между р. Б. Авам и меридиональным отрезком р. Хеты Ю. С. Бушканец и др. [98] была открыта «Каменская провинция» щелочных и щелочно-ультраосновных пород. В зоне насчитывается более 200 даек, силлов и штокообразных тел щелочно-ультраосновных, щелочных и щелочно-основных пород. Дайки представлены пикритами, нефелиновыми пикритами, оливиновыми меланфелинитами, альнеитами, сиенитами, трахидолеритами и другими породами. По мнению Ю. С. Бушканец, дайки щелочно-ультраосновных и щелочных пород являются апофизами крупного массива щелочно-ультраосновных пород, залегающего на глубине. Распространение щелочных и щелочно-ультраосновных пород в зоне неравномерное. Они концентрируются преимущественно в пределах Каменской и Баты-Юряхской площадей [98].

В тектоническом отношении металлогеническая зона тяготеет к долгоживущей зоне глубинных разломов, проходящей по границе Сибирской платформы и Енисей-Хатангской впадины [140, 147, 148, 248]. Пересечение субширотных разломов Авамско-Котуйской и меридиональных Ессейско-Котуйской металлогенических зон создало наиболее благоприятные условия для образования месторождений, что подтверждается внедрением Гулинского массива щелочно-ультраосновных пород. Западная часть Авамско-Котуйской зоны изучена весьма слабо, выделяется она лишь по косвенным данным. Массивы центрального типа и связанные с ними рудные формации могут быть обнаружены здесь, видимо, на значительной (600—800 м) глубине.

В пределах Лено-Оленёкской и Анабарской металлогенических зон [140, 147] известен ряд кимберлитовых трубок, радиологический возраст которых 246 ± 10 и 248 ± 10 млн. лет [247]. Лено-Оленёкская зона контролируется северо-восточной окраиной Анабаро-Ангарского филократона и приурочена к субмеридиональным и субширотным разломам, образовавшимся в результате интенсивных контрастных движений, вызванных прогибанием Верхояно-Таймырской геосинклинали. Анабарская зона контролируется полосой высокой проницаемости, возникшей над Уджинским раннерифейским авлакогеном, который в свою очередь образовался над разломами сочленения глыб различного состава в субстрате платформы.

Конец эмерсивной стадии этапа, охватывающий средне-поздне триасовую и раннеюрскую эпохи, ознаменовался формированием россыпей, связанных с корообразованием, охватившим в это время всю платформу. В эту эпоху в пределах Ангаро-Вилюйской зоны формировались алмазные [188, 189], а в пределах Иркутской области вблизи интрузивных массивов кузьмовского

типа — ильменитовые [58] россыпи, аккумуляровавшиеся в базальных формациях следующего этапа. На юге платформы, где кора выветривания развивалась на нижнепалеозойских карбонатных и терригенно-карбонатных формациях, продукты ее разрушения представляли собой каолиновые глины, нередко образующие месторождения (более 30% Al_2O_3) высокоглиноземистых и огнеупорных глин. Коры выветривания этой эпохи мало изучены. В то же время на Урале и в других районах Советского Союза с этим уровнем связано образование бокситов.

В среднем течении Лены выделяется Буотомская металлогеническая зона [147], перспективная на железорудные месторождения. В ее пределах известно множество остаточных проявлений и два месторождения бурых железняков — Буотомское и Лютангское — с геологическими запасами железа соответственно 30 и 14 млн. т. Расположены месторождения на поверхности размытых известняков кембрийского возраста, перекрываются конгломератами и галечниками укугутской свиты юры. Зона изучена недостаточно.

Средне-позднемезозойский металлогенический этап

Средне-позднемезозойский этап характеризуется оживлением тектонической активности в начале, последующим затуханием ее и относительным покоем в конце. Происходили крупные компенсированные опускания, обусловившие образование Западно-Сибирской молодой платформы; вдоль северных и восточных границ Сибирской платформы формируются краевые прогибы, связанные с замыканием Верхояно-Таймырской геосинклинали. По типам формаций, характеру их рядов и тектоническим формам выделяются Лено-Енисейская перикратонная, Ангаро-Ленская хатакратонная, Присаянская приорогенная, Центральносибирская и Алдано-Ленская филократонные структурно-формационные области (рис. 38). Формации начальной стадии накапливались ограниченно, приурочены они к длительно развивавшимся (Ангаро-Вилуйский внутриплатформенный прогиб) и интенсивно прогибавшимся (Вилуйская синеклиза, Приверхоянский, Лено-Анабарский прогибы) структурам [139, 140]. Большая часть формаций этапа относится к регрессивной и эмерсивной стадиям. В конце этапа юго-восточная часть платформы представляла собой область автономной активизации.

Металлогения начальных стадий этапа связана с эпохой образования металлоносных россыпей (ильменита и др.), регрессивная стадия характеризуется металлогенической эпохой образования каменно- и буроугольных рудных формаций, а также проявлений железа (сидериты). В эмерсивную стадию, по-видимому, внедрялись кимберлиты и широко проявились коры выветривания, с которыми связано образование бокситов, — металлогеническая эпоха формирования рудной формации бокситов.

В течение этапа формировались Ангаро-Ленская хатакратонная, Присяянская приорогенная, Центральносибирская и Алдано-Ленская филократонные металлогенические провинции (см. рис. 38).

Ангаро-Ленская хатакратонная металлогеническая провинция [147] охватывает Ангаро-Вилюйский внутриплатформенный прогиб и Вилюйскую синеклизу. Провинция сложена укугутской аркозовой конгломерато-глинисто-песчаной, вилюйской глинисто-песчаной, ленской угленосной и тымердыхской каолиново-песчаной формациями [140]. В пределах провинции выделяются металлогенические зоны: Бахтинско-Чадобецкая бокситоносная, Ангаро-Анабарская, перспективная на металлоносные россыпи и бокситы, Нижневилуйская, перспективная на бокситы, Вилюйская, перспективная на осадочные железные руды, и Ленский угленосный бассейн (см. рис. 38) [147].

Бахтинско-Чадобецкая металлогеническая бокситоносная зона [147] расположена вдоль юго-западной окраины Центральносибирского филократона. Бокситоносность связана с так называемой сухoleyажинской «латеритной» и бахтинской каолиново-песчаной формациями. Первая образовалась в период незначительных тектонических движений в условиях высокого стояния платформы, благоприятных для корообразования, вторая — в результате разрушения и переотложения сухoleyажинской формации при возобновлении движений Центральносибирского филократона. Бокситы Сибирской платформы изучались Е. И. Пельтеком, А. П. Шевцовым, Р. С. Родиным, М. С. Каштановым, С. Л. Спириным и др. Почти все известные рудные бокситовые формации этапа приурочены к бахтинской каолиново-песчаной формации. По условиям залегания и особенностям строения Е. И. Пельтеком и С. Л. Спириным выделяется несколько типов бокситовых месторождений и проявлений в пределах зоны и в прилегающих районах: 1) карстовый, 2) карстово-полевой, 3) карстово-котловинный, 4) карстово-эрозионный и 5) котловинный.

Оптимальные условия для корообразования устанавливались на участках, характеризующихся слабыми тектоническими движениями и незначительным сносом материала. Такие участки расположены между воздымающимися Енисейским и Туруханско-Игарским поднятиями, с одной стороны, и Путоранским и Анабарским — с другой (см. рис. 38). К ним относятся Турамское поднятие, Бахтинская впадина, слабо изученное Нижнетунгуское поднятие, северная часть Ангаро-Тасеевской впадины и южные районы Приенисейской моноклизы. В результате размыва бокситоносных формаций зоны в четвертичное время накапливалось громадное количество бокситовой гальки в северо-восточной части молодой Западно-Сибирской платформы [209]. Климатические условия мезо-кайнозоя на Сибирской платформе были благоприятны для образования бокситов [207]. Установление в низовьях Подкаменной Тунгуски железистых бокситов, относящихся пре-

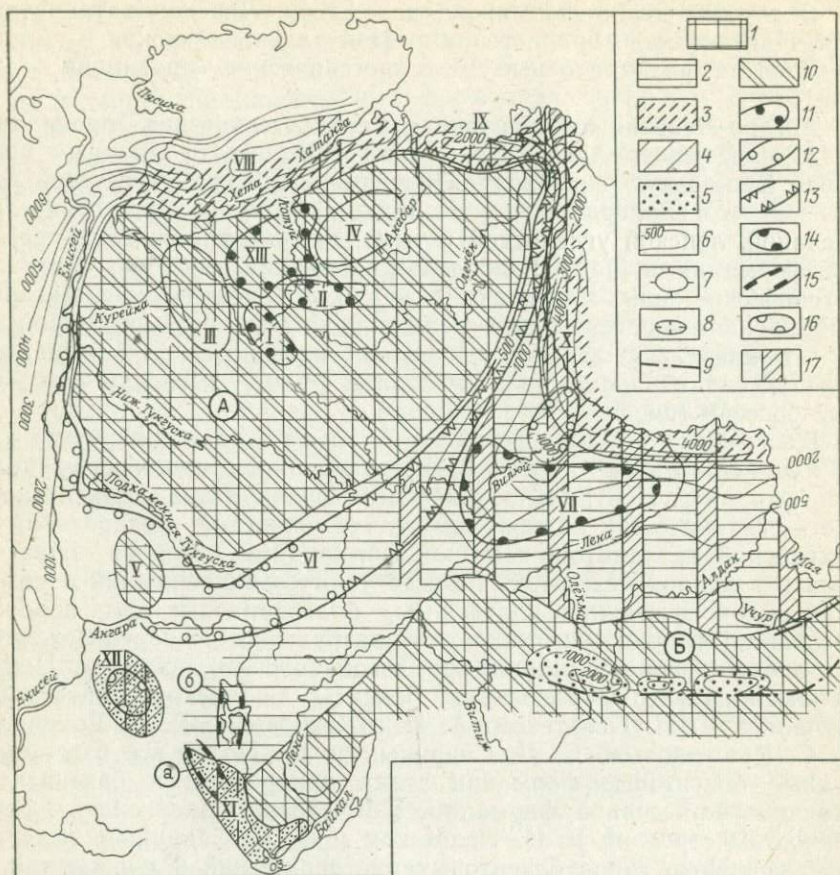


Рис. 38. Схема структурно-формационного и металлогенического районирования Сибирской платформы. Средне-позднемезозойский этап.

Структурно-формационные области: 1 — филократонные (А — Центральносибирская с Муруктинской (I) и Аганулийской (II) впадинами, Путоранским (III), Анабарским (IV) и Турамским (V) поднятиями; Б — Алдано-Ленская); 2 — хатакратонная (VI — Ангаро-Вилойский внутриплатформенный прогиб, VII — Вилойская синеклиза); 3 — перикратонная Лено-Хатангская (прогибы: VIII — Хатангский, IX — Лено-Анабарский, X — Приверхоанский); 4 — приорогенная Присяяская (впадины: XI — Иркутская, XII — Канская). 5 — структуры автономной активизации; 6 — изолинии одинаковых мощностей структурно-формационных комплексов в м; 7 — поднятия; 8 — впадины; 9 — главные разломы; 10 — металлогенические филократонные провинции корообразования (А — Центральносибирская, Б — Алдано-Ленская); 11 — металлогенические бокситоносные зоны Аганулийско-Муруктинская (I, II) и Маймечакотуйская (XIII). Ангаро-Ленская хатакратонная металлогеническая провинция; 12 — металлогенические бокситоносные зоны Бахтинско-Чадобецкая и Нижневилойская; 13 — Ангаро-Анабарская металлогеническая зона, перспективная на бокситы и металлоносные россыпи; 14 — Вилойская металлогеническая зона осадочных железных руд; 15 — Тулунская (а) и Ковинская (б) металлогенические зоны россыпей ильменита; 16 — Канская металлогеническая область железных руд; 17 — Ленский, Иркутский и Канский угольные бассейны.

имущественно к котловинному типу [207], высокоглиноземистых кор выветривания, а также площадей, на которых по морфологическим построениям возможно сохранение бокситов, выдвигают этот район в число перспективных [340].

В центральной части зоны известна рудная бокситовая формация карстово-полюевого, карстово-эрозионного и карстово-котловинного типов. В районе Чадобецкого поднятия карбонатные породы кембрия образуют кольцевую полосу, в которой существовали условия для развития карстовых воронок и крупных польев. Благоприятен здесь и слабо расчлененный рельеф. Источником глинозема служила кора выветривания интрузивных тел основных и ультраосновных пород, широко распространенных в западной части поднятия.

Ангаро-Анабарская металлогеническая зона [140, 147], перспективная на металлоносные россыпи и бокситы, расположена вдоль восточной и юго-восточной окраин Центральносибирского филократона. Россыпи, по данным Б. И. Прокопчука, приурочены к базальным слоям лено-енисейской сероцветной глинисто-песчаной формации. Кроме того, они могут быть связаны и с тымердахской каолинито-песчаной формацией, на что указывают минералы-спутники на Мархинско-Тюнгском междуречье. Принесены они с Центральносибирского филократона [125], где развиты среднепалеозойские и мезозойские кимберлиты. Приуроченность зоны к восточной и юго-восточной окраинам Центральносибирского филократона, откуда сносились продукты разрушения кор выветривания, позволяет оценивать ее положительно и в отношении бокситоносности.

Нижневиллюйская металлогеническая зона [140, 147], перспективная на бокситы, находится в центральной части Виллюйской синеклизы и связана с распространением тымердахской каолинито-песчаной формации, накапливавшейся в эмерсивную стадию этапа за счет размыва кор выветривания Центральносибирского и Алданского филократонов. Зона изучена слабо.

Виллюйская металлогеническая зона [140, 147], перспективная на осадочные железные руды, расположена на востоке платформы. В ее пределах широко развиты железные руды озерного происхождения, представленные пластами конкреционных сидеритов и бурых железняков, связанных с укугутской и ленской угленосными формациями. Промышленного значения из-за малых размеров они пока не имеют.

Ленский угленосный бассейн составляет ленская угленосная лимническая формация, контролируемая Виллюйской синеклизой и отчасти краевой частью Приверхоянского прогиба. Угленасыщенность разреза высокая: более 125 пластов и пропластков угля, из которых более 40 имеют мощность от 0,7 до 5,5 м, а на южной и западной окраинах бассейна 10—15 м и даже до 30 м. Суммарная мощность пластов угля от 21 до 135 м, рабочих пластов — 5—68 м. В бассейне выделяются два уровня с максимальной угленосностью: нижний — низы угленосной формации и верхний — хатырыкская свита [88]. Широко развита рудная буроугольная формация. К наиболее погруженным участкам (на глубине более 1200 м) приурочены каменные угли. Общие

геологические запасы углей Ленского бассейна 1647 млрд. т [308].

Присяянская приорогенная металлогеническая провинция контролируется Присяянской приорогенной структурно-формационной областью, осложненной Иркутской и Канской впадинами. Прогиб слагают иркутская угленосная (асимметричная), илекская пестроцветная алеврито-песчаная (на западе) и кудинская сероцветная молассоидная (на востоке) формации. В пределах металлогенической провинции выделяются Тулунская и Ковинская металлогенические зоны, перспективные на россыпи ильменита, Канская металлогеническая зона, перспективная на осадочные железные руды, а также Канский и Иркутский угленосные бассейны* (см. рис. 38).

Тулунская металлогеническая зона, перспективная на россыпи ильменита, расположена на юге Сибирской платформы. Россыпи ильменита приурочены к низам иркутской угленосной формации (заларинская и трошковская свиты). Известны два месторождения — Тулунское и Даурское, связанные, по данным Н. Г. Ключанского и др., с разрушением интрузивных долеритов, содержащих повышенные количества ильменита (ангарский и кузьмовский типы).

Ковинская металлогеническая зона, перспективная на россыпи ильменита, по данным Н. Г. Ключанского и др., также связана с разрушением интрузивных тел кузьмовского типа и юрских отложений.

Канская металлогеническая зона, перспективная на осадочные железные руды, расположена на юге Сибирской платформы. В ее пределах известны железные руды озерного происхождения, представленные конкреционными сидеритами и бурями железняками. Контролируются они иркутской угленосной формацией, приуроченной к Тасеевской впадине.

Иркутский угленосный бассейн сложен иркутской угленосной формацией, контролируемой Присяянским приорогенным прогибом. Наиболее угленасыщенна Присяянская зона, где насчитывается 65 пластов и пропластков углей. По данным А. А. Семерикова [38, 196], число угольных пластов мощностью более 1 м достигает 25. Широко развита рудная каменноугольная формация. Распределение угленосности в бассейне подчинено общему палеогеографическому плану его строения. В наиболее погруженной прииркутской его части установлено до 20—50 угольных пластов и прослоев, из которых только 1—3 достигают рабочей мощности, не превышающей 6,5 м. В то же время в западных и северо-восточных районах при общем уменьшении числа угольных пластов до 1—16 среди них появляются пласты мощностью до 9—14 м. Особенностью распределения угольных пластов по разрезу является их сближенность. Концентрация угольной массы на сближенных интервалах нередко приводит к образованию мощных пластов. Строение пластов очень сложное, вследствие чего мощность угольной массы в них обычно не пре-

вышает 50% общей мощности пласта. Для угольных пластов характерны их расщепление в центральной части мелких прогибов и выклинивание вблизи валообразных поднятий [38, 196]. Общие геологические запасы углей в Иркутском и Канском угленосных бассейнах 217,5 млрд. т [308].

Центральносибирская филократонная металлогеническая провинция корообразования с начала этапа и на всем его протяжении охватывала около трети платформы. Наиболее благоприятные условия для образования кор выветривания устанавливались на плоских поднятиях. Аккумулировались же продукты их разрушения как по окраинам провинции в пределах хатакратона (Бахтинско-Чадобецкая, Ангаро-Анабарская металлогенические зоны), так и в небольших впадинах внутри нее, в частности в Муруктинской и Аганыльской, расположенных между Путоранским и Анабарским поднятиями. С переотложенными корами выветривания Центральносибирской металлогенической провинции связаны известные рудные формации бокситов мезо-кайнозойского возраста. Выделяются Аганыльско-Муруктинская и Маймеча-Котуйская металлогенические зоны бокситоносности (см. рис. 38).

Аганыльско-Муруктинская металлогеническая бокситоносная зона совпадает с Аганыльской и Муруктинской впадинами [147]. В зоне широко развиты продукты переотложенных кор выветривания, представленные сероцветной континентальной глинисто-песчаной формацией мел-палеогенового возраста. В современных аллювиальных отложениях Аганыльской впадины встречаются гальки бокситов. Работами Ю. И. Заброва, В. П. Чеха [74] установлены обломки каменистых бокситов на водоразделах, прилегающих к этим впадинам, которые образовались в результате размыва и сноса кор выветривания с Анабарского и Путоранского поднятий Центральносибирского филократона, где в карстовых воронках (размер от 3×3 до 20×20 м) среди среднекембрийских доломитов вдоль мелких тектонических нарушений вскрыты латеритные бокситы. По данным Г. Н. Черкасова, И. В. Шаламова, А. П. Шевцова, В. П. Чеха [182], бокситы развиты по долеритам и трахидолеритам. Бокситы, формировавшиеся по основным породам, явились источником делювиальных образований [182]. Такая обстановка позволяет прогнозировать в зоне бокситовые залежи присклонового (котловинного) типа [74].

Маймеча-Котуйская металлогеническая зона бокситоносна, приурочена к юго-западному и западному крылу Анабарской антеклизы, где по водотокам выявлены ореолы галек бокситов, на склонах водоразделов — делювиальные свалы, а на самих водоразделах — небольшие карстовые залежи бокситов. Бокситы контролируются полем развития карбонатных пород кембрия, ордовика и силура и интрузивных тел долеритов и трахидолеритов триаса и докембрия. Приурочены они к двум древним поверхностям выравнивания с абсолютными отметками от 250 до 700 м. Лучше изучены Муустахское и Алысардахское

проявления бокситов Нижнетуклянской древней поверхности выравнивания. Муустахское бокситопоявление карстового типа [74] локализовано в останце с абсолютными отметками 300—380 м, сложенном нижнекембрийскими известняками и доломитами. Химический состав бокситов колеблется (вес. %): SiO_2 3,00—6,56; Al_2O_3 36,12—43,19; Fe_2O_3 18,57—24,90; TiO_2 1,53—2,66; п. п. п. 23,52—28,36; CaO 1,49—3,60; MgO 1,29—3,99; кремневый модуль изменяется от 6,07 до 13,62 [74]. По характеру строения, литологическому облику и составу муустахские бокситы [74] отличаются от карстовых бокситов Ангаро-Енисейского района. Бокситоносные отложения здесь монотонные и выдержанные по вертикали; бокситы представлены грубо отсортированной обломочно-глинистой массой с преобладанием в обломочной части структурных разновидностей каменистых бокситов; бокситы с низким содержанием SiO_2 и невысоким — Al_2O_3 . Это свидетельствует о том, что бокситовый материал при бокситообразовании не претерпевал длительной транспортировки и что источниками глинозема служили местные породы. Геологическая позиция позволяет прогнозировать в пределах зоны залежи бокситов комплексной группы, а также склонового и ближнекарстового типов латеритно-осадочной группы [74, 182]. Учитывая общие геолого-геоморфологические признаки, можно прогнозировать переотложенные залежи бокситов среднего качества в подступной части плато Путорана, где источником свободного глинозема могут быть долериты и базальты.

В пределах Алданского щита установлены покровные и склоновые коры выветривания существенно каолинитового состава, развитые в северо-восточной и западной частях Нимыро-Ымалахского пенеблена (Алексеевские болота, голец Мрачный и др.). Однако данных для выделения металлогенической зоны недостаточно.

Кайнозойский металлогенический этап

В течение кайнозойского этапа продолжалось устойчивое поднятие платформы, которая превратилась в обширный филократон, находящийся высоко над уровнем моря. Накопление осадков происходило лишь по его окраинам (Бахтинско-Чадобецкая зона, Нижнеалданский прогиб, Прибайкальская линейная впадина) или в небольших впадинах (Муруктинская, Аганьильская и др.). Широко развиты процессы корообразования и переотложения кор выветривания.

Полезные ископаемые этапа связаны с корами выветривания, небольшими озерными бассейнами или террасовыми и русловыми отложениями (россыпи). С этапом связано угленакопление, формирование и переотложение кор выветривания с образованием металлоносных россыпей. Проблема закономерностей распределения кайнозойских россыпей полезных ископаемых может быть решена при комплексном анализе неотектоники и геоморфологии

региона, что является предметом специальных исследований. На юго-востоке платформы выделяются Корсаковская бокситоносная металлогеническая зона и Нижнеалданский угольный бассейн.

Корсаковская бокситоносная металлогеническая зона [147] находится на Лено-Киренском междуречье и контролируется узкой (до 50 км) полосой небольших кайнозойских впадин (Тулонская, Бирилейская, Корсаковская и др.), простирающихся в северо-восточном направлении. Зона содержит несколько рудопроявлений бокситов (Бирилейское, Тулонское, Корсаковское и др.), приуроченных к нижней части отложений палеоген-неогенового возраста (муромцевская и каменская свиты), сохранившихся во впадинах под кайнозойскими образованиями. Впадины, по-видимому, эрозионно-тектонического происхождения, и поэтому они ориентированы параллельно зоне сочленения платформы и ее складчатого обрамления. Субстратом кор выветривания являются карбонатные и пестроцветные формации кембрия и угленосные формации юры. Исходным материалом для формирования бокситов служили продукты выветривания верхоленской свиты, сносимые в понижения рельефа.

Различаются три эпохи корообразования — позднемеловая, позднепалеоцен-раннеэоценовая и позднеэоценовая. В позднепалеоцен-раннеэоценовую эпоху существовали наиболее благоприятные условия для образования латеритных (гиббситоносных) кор выветривания. В позднеэоценовое время бокситы формировались во впадинах вследствие разрушения и размыва латеритных кор выветривания [132]. Магнитные свойства бокситов и аллитов зоны, фиксирующиеся как наземной, так и аэромагнитной съемкой, позволяют считать ряд выявленных в пределах зоны магнитных аномалий перспективными на бокситы [240].

Нижнеалданский угольный бассейн контролируется Нижнеалданской асимметричной впадиной, имеющей черты предгорного прогиба [176]. Угленосной является верхняя часть тандинской свиты неогенового возраста мощностью 320—700 м. Она содержит лигнитовую рудную формацию, включающую от 2 до 19 угольных пластов, в том числе 1—13 рабочих, суммарной мощностью от 8,3 до 40,3 м. Угли по физико-химическим свойствам являются типичными молодыми бурыми углями марки Б1, характеризующимися малым содержанием серы, высокой влажностью и низкой теплотворной способностью [281]. Общие геологические запасы угля 113 млрд. т [308].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ЧЕХЛА ПЛАТФОРМ

В основе металлогении чехла платформ лежат общие закономерности геолого-тектонического развития последних. Основными принципами выявления закономерностей распределения полезных ископаемых являются структурно-формационный и палеотектонический анализы с учетом анализа строения различных глубинных разделов Земли. При этом решающее значение для металлогенического анализа чехла платформ имеет выделение тектонических этапов их развития [39, 100, 140, 147], которые выделяются подобно тектоническим этапам подвижных областей. В частности, тектонические этапы криптозоы и фанерозоя Сибирской платформы образуют ряд тектонических циклов, синхронных тектоническим циклам ее складчатого обрамления (см. табл. 4). Каждый тектонический цикл состоит из раннего (начального) и позднего (финального) этапов (подэтапов). Платформенные этапы, соответствующие начальному и финальному этапам тектонического цикла, различаются между собой структурным планом, формационными рядами, что зависит от стадийности развития тех или иных типов структур, определяющих структурно-формационные области и металлогенические провинции. Структурные ярусы, образовавшиеся в результате развития ранних и поздних этапов (и подэтапов) тектонического цикла, пространственно совмещены, но разнонаправлены. На структурном ярусе раннего этапа или подэтапа (соответствующего геосинклинальному этапу подвижной области) после инверсии со структурным несогласием залегает структурный ярус позднего этапа или подэтапа (соответствующего орогенному этапу подвижной области).

Для раннего этапа типичны формации обломочных пород трансгрессивного строения, пестроцветных и сероцветных терригенно-карбонатных и карбонатных пород трансгрессивной и инундационной стадий развития структур. Поздним этапам свойственны формации сульфатно-карбонатных, обломочных пород регрессивного строения, соленосных, угленосных и магматических (основных, ультраосновных — основных, щелочно-ультраосновных, щелочно-основных) пород, а также кор выветривания, относящихся к регрессивной и эмерсивной стадиям.

Магматические формации основных пород (толеит-базальты, долериты) и коры выветривания характерны как для позднего, так и для раннего этапа. Иногда в угнетенной форме в течение ранних и поздних этапов появляются чуждые им формации.

Металлогеническая специализация ранних этапов (и подэтапов) определяется металлогеническими эпохами формирования

рудных формаций, связанных с трансгрессивной (фосфоритовая, гематит-лимонитовая, марганцевая) и инундационной (свинцово-цинковая в карбонатных породах) стадиями, металлогеническая специализация поздних этапов (и подэтапов) — металлогеническими эпохами образования рудных формаций регрессивной (медистых песчаников и сланцев, галититовая, горючих сланцев, каменноугольная, буроугольная) и эмерсивной (сульфидная никелево-медная, магномагнетитовая, исландского шпата, барит-целестиновая, цеолитово-медная, титаномагнетитовая, флогопитовая, нефелиновая, кимберлитов, графитовая, бурожеlezняковая, бокситовая и др.) стадий.

К рудоносным магматическим формациям на Сибирской платформе уверенно относятся лишь три формации — оливинит-габбровая, ийолит-карбонатитовая и кимберлитовая.

С оливинит-габбровой формацией ассоциирует сульфидная никелево-медная рудная формация, с ийолит-карбонатитовой — перовскит-титаномагнетитовая, флогопитовая, хризолитовая, апатит-магнетитовая, магнетитовая, редкометалльно-карбонатитовая, нефелиновая и другие рудные формации, с кимберлитовой — алмазы.

Рядом исследователей [39, 133, 169, 235, 236, 260, 275] с толеит-базальтовыми (эффузивной и пирокластической) и долеритовой формациями генетически связываются рудные формации, относимые к гидротермальным, — магномагнетитовая, исландского шпата, цеолитово-медная, барит-целестиновая, свинцово-цинковая, халькозин-борнитовая и др. Однако генетическая связь этих рудных формаций с толеит-базальтовыми и долеритовой формациями не доказана. Лавы и интрузии основных пород хотя и совмещены в пространстве с рядом перечисленных рудных формаций, но играли, видимо, вследствие своих физических свойств чаще роль экрана при их формировании, способствовавшего концентрации и отложению рудного вещества [26, 218, 318]. Физико-химические условия становления толеит-базальтовых и долеритовой формаций, быстро лишившихся летучих компонентов, способствуют скорее рассеиванию, чем концентрации рудных элементов [124, 341]. Интрузиям долеритов свойственна лишь незначительная минерализация титаномагнетита и сульфидов железа (реже меди и никеля), тесно связанная с ними. Об отсутствии связи с долеритами, в частности, магномагнетитовой формации говорят огромные масштабы скарново-рудных процессов (вертикальный размах 5—6 км [26] и уходят, по геофизическим данным, корнями в фундамент [104]). Не исключено, что перечисленные рудные формации образовались в результате воздействия сквозьмагматических (интрателлурических) растворов, несущих рудное вещество, которое могло быть ювенильным и транспортироваться из подкорковых глубин либо полученным из пород фундамента или чехла платформы (см. раздел «Рудные формации»). При образовании части «гидротермальных» рудных формаций, особенно низкотемпературных (исландского шпата, барит-целестиновая, цеолитово-медная и др.), возможно, сыграло роль тепло базальтовой маг-

мы, подогревшее растворы различного происхождения, заимствовавшие рудное вещество из боковых пород коры и чехла [218, 238].

Трахибазальтовая и трахидолеритовая формации безрудны. Некоторое увеличение фосфора и титана в связи с этими формациями вследствие физико-химических условий их становления не приводит к образованию рудных формаций.

Формации кор выветривания контролируют рудные формации бокситов, россыпей ильменита, алмазов и др.

Условия для образования рудоносных и рудных формаций как экзогенных, так и эндогенных неоднократно повторялись на определенных стадиях развития сходных структурно-формационных областей различных металлогенических этапов Сибирской платформы. Известны пять эпох фосфоритообразования, три эпохи формирования стратиформных меденосных формаций, семь эпох образования железоносных формаций осадочного генезиса, три эпохи соленакпления, четыре эпохи образования металлоносных россыпей, двенадцать эпох корообразований, три эпохи образования кимберлитов, две эпохи формирования рудной магнетитовой формации и три эпохи образования комплекса полезных ископаемых (железо, титан, хром, алюминий, фосфор и др.), связанных с ийолит-карбонатитовой интрузивной формацией (см. табл. 1). Все это подчеркивает цикличность развития Сибирской платформы, свидетельствует о повторяемости процессов в ходе ее эволюции, нередко с увеличивающейся во времени степенью их интенсивности.

Эпохи, в течение которых происходит смена структурного плана ярусов, имеют большое значение для образования и концентрации многих полезных ископаемых. С ними связаны все эндогенные рудные формации и рудные формации кор выветривания. С зонами латерального сопряжения плитных структурных ярусов с различными складчатыми структурно-формационными комплексами связаны стратиформные месторождения меди и полиметаллов (приорогенные структурно-формационные комплексы), фосфоритов и железа (перикратонные структурно-формационные комплексы) и т. д.

Установление тектонических этапов на базе полициклического развития платформы и выделение в пределах каждого яруса свойственных только ему структурно-формационных областей и зон, контролирующих металлогенические провинции и зоны, и определяют закономерности распределения рудных формаций во времени. Пространственные закономерности распределения последних обусловлены сочетанием благоприятных структурных элементов регионального (формационного), оболочечного (глубинного) и планетарного уровней. Структуры формационного уровня определяют вид рудной формации, площадь ее распространения и участки оптимальной концентрации. Вид рудной формации определяется также типом структурно-формационной области (металлогенической провинции), площадь распространения ограни-

чивается структурно-формационной областью или зоной отдельных этапов развития чехла платформы. Участки максимальной концентрации рудной формации обусловлены палеоструктурами третьего, четвертого порядков и разломами.

Для перикратонных структурно-формационных областей (металлогенических провинций) характерны фосфоритовая (желваковый тип) и гематит-лимонитовая рудные формации. Площадь их распространения ограничена контурами этих областей, а максимальная концентрация — склонами поднятий и мульд внутри них.

Хатакратонные структурно-формационные области (металлогенические провинции) контролируют распределение рудных формаций каменноугольной, буроугольной, горючих сланцев, галититовой, фосфоритовой (ракушнякового типа), свинцово-цинковой в карбонатных породах, графитовой, исландского шпата, барит-целестиновой, магномагнетитовой и др. Площади распространения этих формаций определяются типом и границами структурно-формационных областей и зон. Локализацию руд обуславливают структуры или части структур более высоких порядков, нередко в сочетании с магмо- и рудоподводящими разломами.

С приорогенными структурно-формационными областями связано образование рудных формаций медистых песчаников и сланцев, а также каменноугольной. Площадь распространения их контролируется структурно-формационными зонами, расположенными зонально. Оптимальные концентрации руд отмечаются в мульдах на крыльях валов, обращенных к области сноса.

В пределах филократонных структурно-формационных областей (металлогенических провинций) в результате прогибания соседних авлакогенных структурно-формационных областей формировались металлоносные кимберлиты, коры выветривания с присущими им рудными формациями, а также магнетит-апатитовая, флогопитовая и другие рудные формации, связанные с центральными интрузиями ийолит-карбонатитовой формации. Распространение их определяется обычно краевыми частями филократонных провинций. В пределах авлакогенов формируется галититовая рудная формация.

Весьма своеобразны условия образования сульфидной никелево-медной рудной формации; она формируется в максимально мобильных зонах хатакратонных структурно-формационных областей, характеризующихся параметрами, близкими к параметрам авлакогенных структур. Рудоконтролирующими в пределах таких зон являются интенсивно прогибающиеся структуры типа мульд и сопровождающие их глубинные долгоживущие разломы, возникающие над сочленением разновозрастных блоков фундамента, а иногда и различных структур коры. Сквозькоровые разломы обеспечивают пути подъема магмы, образующей интрузивную оливинит-габбровую формацию, содержащую повышенные концентрации никеля, кобальта, меди, тяжелых металлов, серы и других элементов.

Структуры оболочечного (глубинного) уровня определяют благоприятные структурные критерии в основном для эндогенных полезных ископаемых — это подвижность субстрата, на котором покоится чехол платформы (характер строения фундамента и земной коры в целом), и проницаемость земной коры для магм и рудоносных растворов (перепады мощности земной коры, сочленение блоков земной коры с различным строением). Так, для западного (северо-западной его части) металлогенного мегаблока Сибирской платформы [230, 231, 243, 291 и др.], расположенного между Приенисейским разломом и Таймыро-Байкальским вулканогенным поясом и отличающегося пониженной мощностью коры преимущественно гнейсо-базитового состава, характерны преимущественно рудные формации сидерофильных и халькофильных элементов (железо, медь, никель; кобальт, свинец, цинк и др.), связанные с магматическими формациями ультраосновных — основных пород и, возможно, с постмагматической стадией развития очагов толент-базитовой магмы либо с интрателлурическими растворами, проникшими вдоль сквозькоровых расколов. К этому мегаблоку приурочены различные рудные формации меди — медистых песчаников, цеолитово-медная, сульфидная никелево-медная, халькозин-борнитовая, намечающаяся медно-молибденовая [105]. Кроме того, для более южной части этого блока характерны магномангнетитовая, магнетитовая, барит-целестиновая и другие рудные формации и перовскит-титаномагнетитовая, халькопирит-пирротиновая (колчеданная) и свинцово-цинковая рудная минерализация. В целом комплекс этих формаций названных блоков близок к группе формаций подвижных областей фемического [347] или симатического [93] типов, связанных главным образом с ювенильным источником полезных металлов. Исключение составляет отсутствие хромитовой формации, нехарактерной для этой части платформы, хотя повышенное количество хрома в породах и минералах никеленосной оливинит-габбровой формации является, по мнению Г. В. Нестеренко и др., индикатором ее рудоносности.

Для восточного металлогенного мегаблока Сибирской платформы с повышенной мощностью коры (до 40—45 км) типоморфным является несколько иной комплекс металлов и неметаллических полезных компонентов: титан, железо, фосфор, алюминий и др., в меньшей мере хром и др. Все эндогенные рудные формации мегаблока генетически связаны с ийолит-карбонатитовой и кимберлитовой формациями. Это титаномагнетитовая, апатит-магнетитовая, флогопитовая, хризолитовая, нефелиновая рудные формации, формация кимберлитов, а также хромитовая минерализация. Для этого мегаблока характерны рудные формации, замствовавшие при прохождении через более развитую здесь гнейсо-гранитную кору часть рудной нагрузки (P, Al и др.) и являющиеся, видимо, полигенными.

Развитие эндогенных рудных процессов в пределах платформ обусловлено глубинными явлениями, происходившими, видимо, в

верхней мантии, а возможно, и в более глубоких геосферах. Об этом в первую очередь свидетельствует наличие ряда магматических и рудных формаций и в первую очередь оливинит-габбровый интрузивной, с которой связана рудная сульфидная никелево-медная формация, ийолит-карбонатитовой, с которой ассоциирует ряд рудных формаций, в том числе апатит-магнетитовая, флогопитовая, и кимберлитовой.

Сульфидные медно-никелевые и никелево-медные рудные формации приурочены к наиболее глубоко проникающим сквозькоровым протяженным (более 2 тыс. км) разломам, располагающимся на границе блоков земной коры с различным строением. По такого типа разломам сочленяются континенты и океаны, платформы и подвижные области. Примером таких разломов является Приенисейский, вдоль которого сочленяются платформы древняя Сибирская и молодая Западно-Сибирская, называемая иногда «неудавшимся океаном». По геофизическим данным разлом разграничивает блок субокеанической коры и троговую (рифтогенную) структуру, граничащую к востоку с гнейсо-базитовой корой [243]. Сульфидная никелево-медная формация, для которой рудоподводящим являлся Приенисейский разлом (и сопряженные с ним Норильско-Хараелахский, Северо-Хараелахский, возможно Кыстыктахский, Имангдинский и др.), проявилась в чехле платформы, а аналогичная формация, тяготеющая к глубинному разлому, отделяющему Сибирскую платформу от Байкало-Патомского нагорья,— в пределах подвижной области (медно-никелевые проявления, связанные с довыренским комплексом). Состав рудной формации, близкий к составу метеоритов [129], свидетельствует о значительной глубине (мантия, возможно ядро) генерации рудной формации, содержащей сульфиды никеля, меди, платиноиды, карбиды кремния и вольфрама [149]. Внедрение ее на несколько десятков километров в ту или иную сторону от основного рудопроводящего разлома по оперяющим его разломам величина почти несущественная по сравнению с глубиной заложения основного рудоконтролирующего разлома, достигавшей, возможно, нескольких сот километров.

Комплекс рудных формаций, связанных с ийолит-карбонатитовой интрузивной формацией, приурочен также к крупным протяженным (1,5—2,5 тыс. км) разломам, располагающимся по границе блоков континентальной коры с различным строением. Судя по геофизическим данным [243], по такого типа разломам сочленяются блоки с гнейсо-базитовой и гнейсо-гранитной корой. Примером таких разломов является Таймыро-Байкальский (вулкано-плутонический пояс, палеорифтогенная структура).

Рудная формация кимберлитов тоже приурочена к протяженным скрытым разломам субмеридионального простирания [92], пересекающимся также со скрытыми северо-западными глубинными разломами [243] и с северо-восточными разломами чехла [151], образовавшимися в среднепалеозойское время. Судя по геофизическим данным, скрытые разломы располагаются на гра-

нице троговых структур с блоками гнейсо-базитовой коры, а также гнейсо-базитовой и океанической коры [243].

Все перечисленные эндогенные рудные формации приурочены к крупным долгоживущим сквозькорovým разломам (рифтогенным структурам?), образовавшимся еще на субстрате складчатых комплексов карельского и, возможно, байкальского тектонических циклов, а затем в процессе формирования фанерозойских плитных ярусов неоднократно ревивировавших при наиболее значительных растяжениях земной коры. Эти растяжения совпадали с перестройкой структурного плана платформы в конце тектонических циклов и обуславливали проникновение разломов до глубоких геосфер.

Важной особенностью распределения рудных формаций различного генезиса является широкий вертикальный размах их образования. Причем для различных блоков (металлогенных) характерны различные типоморфные металлы. Для северо-запада и севера платформы, охватывающих в основном блок Тунгусской синеклизы и доступные для наблюдения образования подстилающих его ярусов, типоморфным металлом является медь с вертикальным размахом ряда рудных формаций различного генезиса до 7 км, для юго-запада платформы — железо с вертикальным размахом рудоотложения до 6 км [26], в меньшей мере свинец и цинк (вертикальный размах до 3 км), стронций и барий (вертикальный размах более 3 км). Размещение стратиформных рудных формаций на глубине (фундамент, докембрийские и палеозойские структурные ярусы), а «гидротермальных»? в более высоких горизонтах (под экраном базальтов триаса), видимо, свидетельствует о переотложении рудного вещества древних образований в процессе формирования более молодых, нередко со все увеличивающейся концентрацией. Видимо, поэтому лишь на последних этапах развития Сибирской платформы наблюдаются наиболее крупные скопления меди, железа, целестина, апатита и других полезных ископаемых. Не исключена возможность также длительной геохимической устойчивости глубинных* рудогенерирующих процессов в пределах этих блоков [256].

Металлогеническое районирование Сибирской платформы проводится на основе ее структурно-формационного районирования. В современном срезе платформы вскрываются металлогенические провинции и зоны различных металлогенических этапов и эпох развития платформы. Наиболее полно вскрыты провинции и зоны позднепалеозойско-раннемезозойского и средне-позднепалеозойского этапов, хотя последние значительно эродированы. Металлогенические провинции вендско-раннепалеозойского и среднепалеозойского этапов в основном погребены под образованиями более молодых этапов. Металлогенические же провинции эпи-, нео-, мезо- и палеопротозойского этапов ныне почти целиком погребены под более молодым мощным чехлом платформы. Металлогенические зоны этих этапов намечаются на окраинах платформы и

вокруг современных щитов, они вскрыты немногочисленными скважинами или предполагаются по геофизическим данным.

Таким образом, в современном эрозионном срезе платформ вскрываются разновозрастные и разнотипные металлогенические провинции и зоны.

Выявление полициклического характера развития чехла платформы и выделение в течение каждого тектонического этапа разнотипных структурно-формационных областей (зон), контролирующих металлогенические провинции (зоны), позволили раскрыть, с одной стороны, пространственно-временные закономерности распределения полезных ископаемых, а с другой — определить принципы и метод металлогенического анализа чехла платформы. Выявление пространственно-временных закономерностей распределения полезных ископаемых в чехле платформ, обусловленных стадийностью и этапностью развития тектонических циклов, синхронных подвижным областям, позволило показать, что принципы металлогенического анализа, разработанные для складчатых областей, как это видно из изложенного, во многом отличаются от принципов и методов металлогенического анализа платформ. Сложность их применения заключается в многоярусности чехла платформы и наложенности разновозрастных и разнотипных структурно-формационных областей и металлогенических провинций и зон.

1. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., Недра, 1972. 238 с.
2. *Андрусенко Н. И.* Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., Недра, 1971. 227 с.
3. *Ангари-Илимские железорудные месторождения трапповой формации южной части Сибирской платформы/Г. И. Антипов, М. А. Ивашенко, В. В. Корзубельникова и др. М., Госгеолтехиздат, 1960. 378 с.*
4. *Апатитоносность севера Сибири.* Ред. Л. С. Егоров. Л., НИИГА, 1976. 116 с.
5. *Атабаев К. К.* Прогнозирование месторождений исландского шпата в лавовом поле Сибирской платформы. — В кн.: Прогнозирование, поиски и оценка месторождений пьезооптического минерального сырья. М., 1975, с. 79—83.
6. *Атласов И. П.* Тектоника северо-восточной части Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, т. 106, 1960, с. 3—169.
7. *Атласов И. П., Польшин Я. И.* Главнейшие черты тектоники северной части Восточно-Сибирской платформы. — Учен. зап. НИИГА, вып. 14, 1969, с. 83—97.
8. *Басков Е. А.* Минеральные воды и палеогеогеология Сибирской платформы. М., Недра, 1977. 148 с.
9. *Башарин А. К.* Основные черты тектонического развития Восточного Верхоянья. — Геология и геофизика, 1966, № 1, с. 63—75.
10. *Бгагов В. И.* Закономерности размещения целестина в палеозое Сибири. — Геология и геофизика, 1966, № 4, с. 15—25.
11. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975. 260 с.
12. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974. 280 с.
13. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955. 88 с.
14. *Билибин Ю. А.* Избранные труды. Т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1961. 518 с.
15. *Благулькина В. А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири. — Сов. геология, 1969, № 7, с. 60—70.
16. *Бобров А. К.* Геология Предбайкальского краевого прогиба (северо-восточной его части). Строение и перспективы нефтегазоносности. М., Наука, 1964. 228 с.
17. *Богацкий В. В.* Структуры локализации магнетитового оруденения Сибирской платформы; механизм их формирования и проблема прогноза. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Абакан, Сов. Хакассия, 1974, с. 88—89.
18. *Богданов Ю. В., Кутырев Э. И.* Региональные и локальные закономерности размещения стратифицированных медных и свинцово-цинковых месторождений. Л., 1970. 64 с.
19. *Боголепов К. В.* Мезозойская тектоника Сибири. М., Наука, 1967. 328 с.
20. *Борзенко Г. Ф., Скляров Р. Я.* Приангарский меденосный бассейн. — Сов. геология, 1970, № 8, с. 96—105.
21. *Бубнов С. Н.* Основные проблемы геологии. (Предисловие А. А. Богданова и Е. Е. Милановского). М., Изд-во МГУ, 1960. 233 с.
22. *Будников В. И.* Направление работ на поиски бокситов в угленосной формации Тунгусской синеклизы. — Труды СНИИГГИМС, вып. 88, 1969, с. 50—54.
23. *Бушинский Г. И.* Геология бокситов. М., Недра, 1975. 411 с.

24. Варанд Э. Л. Металлогеническое районирование западной части Сибирской платформы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970, с. 53—78.

25. Васильковский Н. П. О строении Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., Наука, 1964, с. 14—43.

26. Вахрушев В. А. Некоторые проблемы эндогенного рудообразования (на примере железорудных месторождений юга Сибирской платформы). — Геология и геофизика, 1975, № 2, с. 144—147.

27. Ваулин Л. Л., Дюжиков О. А. Новые данные о проявлении самородной меди в траппах севера Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1973, № 11, с. 109—111.

28. Великий А. С. Структуры рудных полей. М., Изд-во ЛГУ, 1961. 276 с.

29. Виноградов А. П. О происхождении вещества земной коры. — Геохимия, 1961, № 1, с. 3—29.

30. Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. — Геохимия, 1962, № 7, с. 555—571.

31. Виноградов В. И. Основные принципы использования данных по изотопному составу серы для суждения о генезисе стратиформных руд. — В кн.: Роль изотопов серы в изучении генезиса стратиформных месторождений. М., Наука, 1973, с. 27—37.

32. Виноградов В. П. Высокотемпературные протопланетные процессы. — В кн.: Междунар. геохим. конгресс. Магматические процессы. Т. 1. М., 1972, с. 11—36.

33. Вопросы металлогении/Отв. ред. Е. Т. Шаталов. М., Недра, 1965. 257 с.

34. Вотах О. А. Структурные элементы Земли (в зонах сочленения платформ и складчатых областей). Новосибирск, Наука, 1976. 192 с.

35. Галабурда С. Г. О промышленной оценке Ленского меденосного района. — В кн.: Сборник кратких научных сообщений геологического факультета. Иркутск, 1962, с. 3—12.

36. Гамалея Ю. Н. Формационный анализ и история развития юго-восточной части Сибирской платформы в докембрии. — Геотектоника, 1968, № 6, с. 34—45.

37. Геологические и петрологические признаки никеленосности дифференцированных интрузий Норильского района/А. М. Виленский, Л. Л. Ваулин, Т. П. Немененок и др. — Геология и геофизика, 1975, № 3, с. 30—40.

38. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. Т. 8. М., 1964. 790 с.

39. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность/Под ред. Н. С. Малича, В. С. Масайтиса, Ю. Г. Старикова и др. М., Недра, 1974. 280 с.

40. Геологический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1955, т. 1, 402 с.; т. 2, 445 с.

41. Геология и металлогения щитов древних платформ СССР/Т. В. Билибина, М. А. Афанасьев, И. В. Баркаков и др. Л., Недра, 1976. 339 с.

42. Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л., Недра, 1970. 260 с.

43. Геология Сибирской платформы/Под ред. И. И. Краснова, М. Л. Лурье, В. Л. Масайтиса. М., Недра, 1966. 447 с.

44. Гимельфарб Б. М. Фосфоритоносность чехла Русской платформы. — В кн.: Рудоносность Русской платформы. М., Наука, 1965, с. 192—202.

45. Глубинные разломы/Под ред. Ю. К. Дзевановского. М., Недра, 1964. 214 с.

46. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.

47. Годлевский М. Н. Магматические месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., Недра, 1968, с. 7—83.

48. Годлевский М. Н. О характере связи сульфидного медно-никелевого оруднения с формациями базитов и гипербазитов. — В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., Наука, 1975, с. 43—57.

49. Гольдбург Т. Л. Магнетитовое и титаномagnetитовое оруденение Тулинской интрузии в северной части Красноярского края. — Информ. бюлл. НИИГА, 1957, вып. 2, с. 43—46.
50. Горещкий Ю. К. Закономерности размещения бокситовых месторождений. М., Недра, 1960. 258 с.
51. Горжеvский Д. И., Козеренко В. Н. Связь эндогенного рудообразования с магматизмом и метаморфизмом. М., Недра, 1965. 300 с.
52. Грин Д. Х., Рингвуд А. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132—327.
53. Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М., Наука, 1974. 271 с.
54. Гуринова Е. И. Вопросы образования шаровых лав и связанных с ними месторождений исландского шпата в Тунгусском бассейне. Автореф. канд. дис. М., 1964. 46 с.
55. Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. 2-е изд. М., Недра, 1975. 288 с.
56. Дивина Т. А. Марганцевосность осадочных пород Сибирской платформы. — Труды СНИИГГИМС, вып. 240, 1976, с. 56—67.
57. Докембрийская тектоника Сибири/Ю. А. Косыгин, А. К. Башарин, Н. А. Берзин и др. Новосибирск, 1964. 126 с.
58. Долгов Ф. Г., Середкин П. П. Генезис ильменитовых россыпей в юрских отложениях Иркутского угленосного бассейна. — В кн.: Новые данные по геологии, нефтеносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., Недра, 1964, с. 239—246.
59. Домарев В. С. Некоторые особенности металлогении докембрия. — В кн.: Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. Л., Наука, 1970, с. 238—258.
60. Драгунов В. И. Вендские, ниже- и среднекембрийские отложения правобережья низовьев р. Енисей. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Средней Сибири. Красноярск, 1976, с. 107—123.
61. Драгунов В. И., Айнемер А. И., Васильев В. И. Основы анализа осадочных формаций. Л., Недра, 1974. 159 с.
62. Дренов Н. В. Тектоническое строение западной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Наука, 1963, с. 21—29.
63. Другов-Г. М., Исакова В. С., Панаев В. А. Результаты поисковых работ на калийные соли в Иркутской области и рекомендации по направлению дальнейших работ. — В кн.: Перспективы калиеносности Сибири. М., Наука, 1972, с. 20—29.
64. Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Пер. с англ. и послесловие Ю. М. Шейнманна. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 490 с.
65. Дюжиков О. А., Дистлер В. В., Федоренко В. А. Стратиформные проявления самородной меди в вулканогенных породах севера Сибирской платформы. — Геология рудных месторождений, 1976, № 2, с. 62—75.
66. Дюжиков О. П., Федоренко В. А., Нестеровский В. С. Новый Северо-Харлаевский рудный район и перспективы его никеленосности. — Докл. АН СССР, т. 229, № 5, 1976, с. 1184—1187.
67. Дьябкина И. Я., Орлова М. П. Месторождения флогопита. Л., Недра, 1976. 216 с.
68. Егоров Л. С., Миронюк Е. П. Щелочной магматизм Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы корреляции магматических комплексов Восточной Сибири. Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 265, 1977, с. 16—23.
69. Егорова О. П. Генетические типы фосфоритов Западного Прибайкалья. — Геология и геофизика, 1960, № 7, с. 31—49.
70. Еловских В. В. (ред.) Тектоническое строение Западной Якутии. Якутск, 1966. 148 с.
71. Ельянов А. А., Моралев В. М. Новые данные о возрасте ультраосновных и щелочных пород Алданского щита. — Докл. АН СССР, т. 141, № 3, 1961, с. 687—689.
72. Ельянов А. А., Моралев В. М. Скрытые разломы и размещения массивов ультраосновных — щелочных пород Алданской и Южно-Верхоянской провинций. — Геология и геофизика, 1973, № 1, с. 32—41.

73. *Жарков М. А.* Кембрийская соленосная формация Сибирской платформы. — Сов. геология, 1966, № 2 с. 32—45.
74. *Забилов Ю. А., Чеха В. П.* Первые бокситопоявления и перспективы Северо-Сибирской бокситоносной провинции. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 2, с. 31—38.
75. *Зайцев Н. С.* О тектонике южной части Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 399—443.
76. *Замараев С. М.* Краевые структуры южной части Сибирской платформы. Иркутск, 1966. 40 с.
77. *Занин Ю. Н.* Литология ордовикских и силурийских отложений Иркутского амфитеатра (в связи с их стратификацией). Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1964. 23 с.
78. *Захаров Е. Е.* Опыт металлогенического районирования Европы. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Наука, 1959, с. 92—121.
79. *Зимин С. С., Шека С. А.* О никеленосности базитовых формаций Станового хребта. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Якутской АССР. Якутск, 1962, с. 245—252.
80. *Золотухин В. В.* Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Новосибирск, Наука, 1964. 170 с.
81. *Золотухин В. В., Шедрин Н. Ф.* Дифференцированные интрузии Имандинского рудного узла. Новосибирск, Наука, 1977. 134 с.
82. *Иванов А. А., Воронова М. Л.* Галогенные формации. М., Недра, 1972. 328 с.
83. *Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф.* Геология галогенных отложений (формаций) СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960. 424 с.
84. *Иванов Г. А.* Угленосные формации. Л., Наука, 1967. 407 с.
85. *Иванов Г. И.* Древняя кора выветривания на кристаллических породах в бассейне р. Котуйкан. — Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 140—144.
86. *Ивенсон Ю. П.* Проблема связи рудных и магматических формаций. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск, 1969, с. 5—10.
87. *Ивлев Н. Ф.* Железо-марганцевая минерализация в девонских отложениях бассейна р. Курейки. — Геология и геофизика, 1962, № 3, с. 112—115.
88. *Игнатченко Н. А.* Основные черты развития угленакопления и угленосные формации. — В кн.: Угленосность и угленосные формации Якутии. М., Наука, 1966, с. 136—155.
89. *Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов/Р. М. Константинов, В. А. Жариков, Б. И. Омеляненко и др.* Под ред. Е. Т. Шаталова. М., Недра, 1965. 303 с.
90. *Иогансон А. К.* Закономерности размещения стратиформных свинцово-цинковых месторождений Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия). Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1978. 26 с.
91. *Иодер Г. С., Тилли К. Э.* Происхождение базальтовых магм. М., Мир, 1965. 247 с.
92. *Использование космических методов для изучения тектоники и металлогении территории СССР.* — В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых/В. Н. Брюханов, В. В. Козлов, Л. Ф. Волчегурский и др. М., Наука, 1977, с. 29—31.
93. *Ициксон М. И.* Глубинные процессы, определяющие особенности подвижных поясов северо-западной части Тихоокеанского пояса. Материалы к совещанию: «Общие закономерности геологических явлений». Вып. 1. Л., 1965, с. 223—232.
94. *Кавардин Г. И.* Эндогенная рудная зональность в Енисейской никеленосной провинции. — Учен. зап. НИИГА. Регион. геология, вып. 17, 1970, с. 56—66.
95. *Кавардин Г. И.* Металлогения северо-запада Сибирской платформы. Л., Недра, 1976. 159 с.
96. *Казаринов В. П.* Циклы докембрия. — В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, Наука, 1973, с. 4—15.

97. *Калинко М. К.* История геологического развития и перспективы нефтегазоносности Хатангской впадины. Л., Гостоптехиздат, 1959. 360 с.

98. *Карбонаты и щелочные породы севера Сибири/Ред. Л. С. Егоров.* Л., НИИГА, 1970. 184 с.

99. *Карпунин А. М.* Стратиформные месторождения цветных металлов. Л., Недра, 1974. 128 с.

100. *Карта геологических формаций чехла Сибирской платформы м-ба 1:1 500 000.* Объяснительная записка/Н. С. Малич, Е. В. Туганова, Н. Н. Ташихин и др. Л., 1977. 108 с.

101. *Каштанов М. С.* Платформенные бокситы и закономерности их образования (на примере месторождений Средней и Восточной Сибири). Автореф. докт. дис. Л., ЛГИ, 1970. 360 с.

102. *Киевленко Е. Я.* Геология и оценка месторождений исландского шпата. М., Наука, 1974. 158 с.

103. *Кириллов А. С.* О структуре Приенисейского Красноярского края. Вып. 2. Красноярск, 1961, с. 139—149.

104. *Ключанский Н. Г., Ковалевич В. Б.* Некоторые особенности железорудной минерализации и вопросы связи ее с долеритами юга Сибирской платформы. — В кн.: Трапты Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, Изд-во Вост.-Сиб. правды, 1971, с. 74—75.

105. *Комарова М. З.* Об интрузии гранитоидов в Норильском районе. — Геология и геофизика, 1968, № 5, с. 104—107.

106. *Константинов М. М.* Происхождение стратифицированных месторождений свинца и цинка. М., Изд-во АН СССР, 1963. 183 с.

107. *Косыгин Ю. А.* Тектоника. М., Недра, 1969. 600 с.

108. *Котульский В. К.* Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. — Сов. геология, 1948, № 29, с. 11—24.

109. *Красильникова Н. А., Смирнов А. И.* Об ордовикских фосфоритах Сибирской платформы. — В кн.: Геология горно-химического сырья. Тр. Гос. науч.-исслед. ин-та горн. хим. сырья. Вып. 2. М., 1955, с. 127—141.

110. *Красный Л. И.* Проблемы тектонической систематики. 2-е изд., доп. М., Недра, 1977. 175 с.

111. *Кривцов А. И.* Мезозойские и кайнозойские бокситы СССР, их генезис и промышленное значение. Л., Недра, 1968, Ч. 1. 366 с.; 1969, Ч. 2. 325 с.

112. *Крутойарский М. А.* Принципы и методика составления карты прогноза алмазоносности северо-восточной части Сибирской платформы. — В кн.: Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт. М., Недра, 1966, с. 57—66.

113. *Крюков А. В.* Основные черты алмазоносности Красноярского края. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. № 5. Красноярск, 1968, с. 155—171.

114. *Кудинова Е. А.* О древней коре выветривания и перспективах бокситоносности в пределах северо-восточной части Сибирской платформы. — Бюл. МОИП, т. 38, вып. 2, 1963, с. 90—107.

115. *Кузнецов В. А.* Рудные формации. — Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 3—14.

116. *Кузнецов В. А.* Магматизм и рудные формации. — В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 309—317.

117. *Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.

118. *Кузнецов Ю. А.* Основные типы магмаконтролирующих структур и магматические формации. — Геология и геофизика, 1970, № 9, с. 3—25.

119. *Кузнецов Ю. А.* О состоянии и задачах учения о магматических формациях. — Геология и геофизика, 1973, № 8, с. 3—12.

120. *Кузьмин В. К., Туганова Е. В.* Новые данные по изотопному составу серы медно-никелевых руд северо-запада Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1977, № 4, с. 120—125.

121. *Кулаков М. А.* Верхнекембрийские медистые песчаники Ленского района и некоторые особенности фациальной обстановки их накопления. — В кн.: Палеогеографические условия формирования месторождений полезных ископаемых на юге Сибирской платформы. Иркутск, 1971, с. 160—186.

122. *Кутырев Э. И.* Закономерности размещения медного оруденения в средне-верхнекембрийских отложениях юга Сибирской платформы. — Литология и полезные ископаемые, 1969, № 3, с. 67—83.

123. *Лакурский* палеовулканический комплекс и закономерности размещения связанных с ним магнетитовых месторождений/Н. Л. Сапронов, Д. И. Мусатов, В. П. Филоненко, В. П. Бородин. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Абакан, Сов. Хакассия, 1974, с. 92—94.

124. *Лебедев А. П.* Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1955. 199 с.

125. *Леонов Б. Н., Прокончук Б. И., Орлов Ю. Л.* Алмазы Приленской области. М., Наука, 1966. 279 с.

126. *Леонов Г. П.* Основы стратиграфии. Т. 2. М., Изд-во МГУ, 1974. 486 с.

127. *Лепп Г., Голдич С.* Происхождение докембрийских железистых формаций. Л., 1968. Из журнала *Economic geology*, vol. 59, № 6, 1964, 56 с.

128. *Лизалек Н. А., Урумов Ю. Д., Чеснокова З. Ф.* Древняя кора выветривания Ийско-Туманшетского Присянья. — Труды СНИИГТИМС, вып. 66, 1967, с. 126—131.

129. *Лихачев А. П.* Об условиях образования рудоносных и безрудных трапповых магм северо-западной части Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 25—37.

130. *Лобанов М. П.* О корреляции пород погребенного фундамента краевой части Сибирской платформы и складчатого обрамления в районе Усть-Кут — Давап. — Геология и геофизика, 1977, № 9, с. 38—46.

131. *Лобанов М. Ф.* Металлогения севера Сибирской платформы. — Сов. геология, 1960, № 7, с. 28—89.

132. *Ломоносов Т. К., Павлов С. Ф., Масилов В. Н.* Мел-палеогеновая кора выветривания Прибайкальского кайнозойского прогиба. — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974, с. 265—270.

133. *Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А.* Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—70.

134. *Лурье М. Л., Полунина Л. А., Туганова Е. В.* Рудоносные комплексы позднепалеозойско-раннемезозойской трапповой формации. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 176, 1972, с. 143—158.

135. *Ляхницкая И. В., Туганова Е. В.* Региональные и локальные закономерности размещения медно-никелевых сульфидных месторождений. Л., Недра, 1977. 78 с.

136. *Магакьян И. Г.* Металлогения (Главнейшие рудные пояса). М., Недра, 1974. 304 с.

137. *Малич Н. С.* Палеозойские структуры бассейна среднего и нижнего течения р. Подкаменной тунгуски. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 23, 1959, с. 60—78.

138. *Малич Н. С.* Тектоника бассейна рек Бахты и Учамы. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск. Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 97—107.

139. *Малич Н. С.* О полициклическом развитии Сибирской платформы. — Реф. сб. ВИЭМС. Сер. Региональная геология и методика геологического картирования, 1970, № 3, с. 3—4.

140. *Малич Н. С.* Тектоническое развитие чехлы Сибирской платформы. М., Недра, 1975. 216 с.

141. *Малич Н. С., Григорьев В. В.* О связи магматизма с тектоникой в бассейне рек Подкаменной Тунгуски и Бахты. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 31, 1960, с. 27—36.

142. *Малич Н. С., Маринина Т. В., Туганова Е. В.* Новые данные о графитовом месторождении на р. Фатьянихе. — Реф. сб. ВИЭМС. Сер. региональная геология и методика геологического картирования, 1970, № 3, с. 22—27.

143. *Малич Н. С., Масайтис В. А.* Развитие магматизма и тектонических движений Сибирской платформы. — В кн.: Материалы IV Всесоюз. петрографического совещания. Баку. Изд-во АН АзССР, 1969, с. 28—30.

144. *Малич Н. С., Старицкий Ю. Г.* Основные этапы развития Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника Восточной Сибири и Дальнего Востока СССР. Новосибирск, Наука, 1967, с. 54—56.

145. Малич Н. С., Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Закономерности распределения никеленосных интрузий траппов Сибирской платформы. М., 1965, ОНТИ ВИЭМС. Информсообщение. Вып. 82. Сер. Геология, шахтная и рудничная геология, ядерная геология, полезные иск., № 6, 23 с.

146. Малич Н. С., Туганова Е. В. Структурно-формационный анализ — основа минерагенического прогнозирования платформ (на примере Сибирской). — В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., ВСЕГЕИ, 1971, с. 68—71.

147. Малич Н. С., Туганова Е. В. Современные представления о геотектоническом развитии и минерагении чехла Сибирской платформы. [Обзор]. М., ВИЭМС, 1974. 49 с.

148. Малич Н. С., Туганова Е. В. Закономерности распределения полезных ископаемых чехла Сибирской платформы. — Сов. геология, 1975, № 2, с. 48—51.

149. Маракушев А. А., Генкин А. Д. Термодинамические условия образования карбидов металлов в связи с их нахождением в базитах, гипербазитах и медно-никелевых сульфидных рудах. — Вестн. МГУ, сер. IV, Геология, 1972, № 5, с. 7—25.

150. Марков Е. П. Ордовик и ранний силур юго-запада Тунгусской синеклизы (стратиграфия, фации, палеогеография). Л., Недра, 1970. 143 с.

151. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканизм и тектоника Патомско-Виллюйского среднепалеозойского авлакогена. М., Недра, 1975. 183 с.

152. Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Попигайский метеоритный кратер. М., Наука, 1976. 124 с.

153. Маслов В. К. О бокситоносности голоустенской свиты верхнего протерозоя (Западное Прибайкалье). — Геология и геофизика, 1974, № 11, с. 44—50.

154. Маслов Г. Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963, с. 336—350.

155. Матвеев А. К., Мазор Ю. Р. О региональном метаморфизме углей бассейна р. Курейки. — В кн.: Геология углей Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1965, с. 99—106.

156. Матухин Р. Г., Соколов П. Н. Состав и условия накопления девонских отложений в бассейне р. Микчанды (северо-запад Тунгусской синеклизы). — Труды СНИИГГИМС, вып. 240, 1976, с. 18—41.

157. Матухин Р. Г., Соколов П. Н., Пустыльников А. М. О полезных ископаемых галогенных формаций палеозоя Сибирской платформы. — Труды СНИИГГИМС, вып. 240, 1976, с. 85—98.

158. Мац В. Д., Егорова О. П. Стратиграфия Байкальского комплекса и некоторые данные по его фосфоритоносности. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 1. Иркутск, 1957, с. 47—75.

159. Медистые отложения Олёкмо-Витимской горной страны/Ю. В. Богданов, Г. Г. Кочин, Э. И. Кутырев и др. Л., Недра, 1966. 386 с.

160. Медистые песчаники и сланцы южной части Сибирской платформы/Л. Ф. Наркелон, Ю. П. Безродных, А. И. Трубочев и др. М., Недра, 1977. 223 с.

161. Месторождение гидротермального целестина в Восточной Сибири/В. П. Филоненко, Д. И. Мусатов, М. Л. Шерман и др. — Геология и геофизика, 1975, № 11, с. 25—34.

162. Металлогенический анализ рудоконтролирующих факторов в рудных районах/Е. Т. Шаталов, А. В. Орлова, И. Н. Томсон, Р. М. Константинов. М., Недра, 1972. 296 с.

163. Металлогеническое районирование Енисейской никеленосной провинции/Г. И. Кавардин, В. С. Голубков, А. М. Иванова и др. — Учен. зап. НИИГА. Регион. геология, 1967, вып. 11, с. 43—137.

164. Методическое пособие по металлогении/Под ред. Б. Н. Ерофеева и В. Т. Матвеевко. М., Недра, 1976. 271 с.

165. Микуцкий С. П., Петраков В. У. Тектоника Приенисейской части севера Сибирской платформы. — Труды СНИИГГИМС. Сер. нефт. геология, вып. 7, 1961, с. 46—57.

166. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 279 с.
167. Милашев В. А. Кимберлитовые провинции. Л., Недра, 1974. 238 с.
168. Милашев В. А., Розенберг В. И. Структура коры и размещение кимберлитов Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 61—73.
169. Минерализация Сибирской платформы/Ю. Г. Старицкий, Е. А. Басков, Н. С. Малич и др. М., Недра, 1970. 208 с.
170. Миролюк Е. П., Любимов Б. К., Магнусhevский Э. Л. Геология западной части Алданского щита. М., Недра, 1971. 236 с.
171. Михайлов М. В., Гридасов Н. В. К вопросу о возрасте кимберлитовой трубки «Мир». — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР». Вып. 11. Якутск, 1963, с. 64—70.
172. Мишин В. М. Тектонические закономерности формирования и размещения экзогенных полезных ископаемых восточной части Сибирской платформы и прилегающего складчатого обрамления. Автореф. канд. дис. Новосибирск, 1974. 21 с.
173. Моор Г. Г. О самородной меди в пределах лавового поля Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, т. 49, № 1, 1945, с. 78—80.
174. Моор Г. Г. О шлатоносной провинции Сибирской трапповой области. — Докл. АН СССР, т. 48, № 6, 1945, с. 449—452.
175. Мусатов Д. И., Иванкин П. Ф. Некоторые аспекты тектоники, магматизма и металлогении Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы геологии древних платформ. Вып. 1. Красноярск, 1973, с. 47—65.
176. Натанов Л. М., Биджиев Р. А. Новые данные о строении Нижне-Алданской впадины. — Геология и геофизика, 1966, № 12, с. 65—71.
177. Научные принципы металлогенического анализа Кавказа/Г. А. Твалчрелидзе, А. В. Нетреба, В. В. Панцулая и др. — В кн.: Проблемы геологии и металлогении Кавказа. Тбилиси. Мецниереба, 1976, с. 7—41.
178. Николаевский А. А. Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и ее обрамления. М., Наука, 1968. 183 с.
179. Никольский В. М. Верхнепалеозойская формация Приенисейской части Тунгусского бассейна. Л.—М., Наука, 1965. 96 с.
180. Новые данные о проявлениях калиеносности в кембрийских отложениях Иркутского амфитеатра/М. А. Жарков, Т. А. Жаркова, А. С. Колосов и др. — Литология и полезные ископаемые, 1967, № 1, с. 86—96.
181. Новые данные о структурах и рудоносности глубоких горизонтов магнетитовых месторождений Ангарской железорудной провинции/Л. П. Тигунов, В. Д. Паровой, Б. П. Фицев и др. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Абакан. Сов. Хакассия, 1974, с. 85—88.
182. Новые данные по бокситоносности Юго-Западного Прианбарья/Г. Н. Черкасов, И. В. Шаламов, А. П. Шевцов и др. — Труды СНИИГГИМС, вып. 256, 1977, с. 20—26.
183. Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., Наука, 1967. 160 с.
184. Обручев В. А. Металлогенические эпохи и области Сибири. М., Госиздат, 1926. 64 с.
185. Обручев С. В. Тунгусский бассейн (южная и западная части). — Труды ВГРО, № 164 (т. 1), 1932, 242 с. и № 178 (т. 2), 1933, 354 с.
186. Обуэн Ж. Геосинклинали. Проблемы происхождения и развития. М., Мир, 1967. 302 с.
187. Объяснительная записка к карте магматических формаций СССР м-ба 1 : 2 500 000/Ред. Харкевич Д. С., Москалева В. Н. Л., 1971. 87 с.
188. Одинцов М. М., Домышев В. Г. Ангаро-Вильюнский рудный пояс (к металлогении Сибирской платформы). — Геология и геофизика, 1977, № 1, с. 3—15.
189. Одинцов М. М., Файнштейн Г. У., Успенский Б. В. Перспективы промышленной алмазности Иркутской области и направление геологопоисковых работ. — В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Иркутской области. Иркутск, 1969, с. 71—76.
190. Озерский Ю. А., Забиров Ю. А. О строении и возрасте бокситоносных отложений Ангаро-Енисейской провинции. — Геология и геофизика, 1974, № 9, с. 159—163.

191. *О карте магматических формаций СССР*/А. Ф. Белоусов, Э. П. Изох, Ю. А. Кузнецов и др. — Геология и геофизика, 1973, № 5, с. 130—134.

192. *Олейников Б. В.* Возможности и характер связи свинцовой и золотой минерализации с трапповым магматизмом на основе геохимических данных. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, Изд-во Вост.-Сиб. правды, 1971, с. 106—108.

193. *О новых железорудных районах на юге Сибирской платформы*/И. В. Бриган, Б. Г. Морданов, Ю. Т. Никитин и др. — В кн.: Краевая научно-практическая конференция «Минерально-сырьевая база Красноярского края и Тувинской АССР и перспективы ее расширения в X пятилетке». Красноярск, 1976, с. 62—65.

194. *О перспективах калиеносности девонских отложений севера Сибирской платформы*/В. И. Бгатов, В. П. Казаринов, Р. Г. Матухин и др. — Геология и геофизика, 1967, № 4, с. 44—47.

195. *О принципах составления металлогенических карт для платформенных областей*. Материалы научной сессии по металлогеническим картам/Ю. Г. Старицкий, В. Л. Масайтис, В. И. Драгунов и др. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1958, с. 27—36.

196. *Основные закономерности углеобразования на территории СССР*. Под ред. Н. Н. Шабарова, Л., Недра, 1975. 335 с.

197. *Основные черты тектоники осадочного чехла южной части Сибирской платформы*/Б. М. Фролов, М. И. Ефимов, Н. Н. Белозерова и др. Л., Недра, 1976. 112 с.

198. *Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых* (Материалы к совещанию 14—17 декабря 1971 г.)/Ред. Рундквист Д. В. Л., ВСЕГЕИ, 1971. 454 с.

199. *Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий норильского рудного узла*/М. К. Иванов, Т. К. Иванова, А. В. Тарасов, В. А. Шатков. — Труды НИИГА, т. 167, 1971, с. 197—304.

200. *Особенности эволюции метаморфогенного рудообразования в докембрие СССР*/К. О. Кратц, Ю. М. Соколов, В. А. Глебовицкий и др. — Геология рудных месторождений, 1973, № 6, с. 3—16.

201. *О соленосности нижнего девона и верхнего силура северо-запада Сибирской платформы*/П. Н. Соколов, Р. Г. Матухин, Г. А. Дивина и др. — Геология и геофизика, 1977, № 1, с. 160—164.

202. *Оффман П. Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 5—344.

203. *Павлов Н. В.* Магномангнетитовые месторождения района Тунгусской синеклизы Сибирской платформы. — Труды ИГЕМ, вып. 52, 1961, 224 с.

204. *Павловский Е. В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12, с. 3—9.

205. *Павловский Е. В.* О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрие. — Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та. Сер. геол., 1962, вып. 5, с. 77—108.

206. *Панкуль Л. И.* Фазы и циклы планетогенеза. Алма-Ата, Наука, 1968. 144 с.

207. *Пасова Ф. Г., Спирин С. А.* Геологические предпосылки поисков залежей бокситов в юго-западной части Сибирской платформы. — Труды СНИИГ-ГИМС, вып. 58, 1967, с. 33—44.

208. *Пейве А. В.* Тектоника Североуральского бокситового пояса. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, вып. 4 (8), 207 с.

209. *Пельтек Е. И.* Особенности размещения месторождений бокситов в юго-западной части Сибирской платформы и на Енисейском крыже. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края. Вып. 6. Красноярск, 1969, с. 98—105.

210. *Перспективы калиеносности Сибири*/Ред. Жарков М. А., Яншин А. Л. М., Наука, 1972. 92 с.

211. *Петров В. П.* Основы учения о древних корях выветривания. М., Недра, 1967. 343 с.

212. *Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы*/Ред. В. В. Золотухин, А. М. Виленский. Новосибирск, Наука, 1978. 288 с.
213. *Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии*/В. В. Золотухин, В. В. Рябов, Ю. Р. Васильев и др. Новосибирск, Наука, 1975. 432 с.
214. *Писарчик Я. К.* Литология и фации кембрийских отложений Иркутского амфитеатра. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 89, 1963, 346 с.
215. *Писарчик Я. К., Минаева М. А., Русецкая Г. А.* Палеогеография Сибирской платформы в кембрии. Л., Недра, 1975. 195 с.
216. *Плаксенко Н. А.* Главнейшие закономерности железорудного осадконакопления в докембрии (На примере Курской магнитной аномалии). Автореф. докт. дис. Воронеж, Воронежск. гос. ун-т. 1966. 70 с.
217. *Планетарные, оболочечные и формационные особенности строения Сибирской платформы по геолого-геофизическим данным*/В. И. Драгунов, Н. С. Малич, В. К. Пятницкий и др. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 240, 1977, с. 79—85.
218. *Платформенная магномангнетитовая формация (На примере Ангарской железорудной провинции)*/Г. С. Момджи, А. Я. Архипенкова, В. Ф. Козлов и др. М., Недра, 1976. 204 с.
219. *Погодин Ю. В.* Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски. — Сов. геология, сб. 50, 1956, с. 3—11.
220. *Погробицкий Ю. Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. Л., Недра, 1971. 248 с.
221. *Попов В. И.* Геологические формации — естественно-исторические общества генетически связанных сопряженных горных пород. Самарканд, Изд-во Узб. ун-та. 1959. Ч. 1, 149 с., ч. 2, 170 с.
222. *Попов В. М.* Об осадочном происхождении полиметаллических месторождений бассейна Подкаменной Тунгуски. — Изв. АН КиргССР, 1970, № 4, с. 3—11.
223. *Попов В. М., Асаналиев У., Давидов Г. И.* Типы свинцово-цинкового оруденения в девонских и нижнекарбонных отложениях Среднего Тянь-Шаня. — В кн.: Основные проблемы металлогении Тянь-Шаня. Фрунзе, 1971, с. 546—552.
224. *Породообразующие пироксены*/Н. Л. Добрецов, Ю. Н. Кочкин, А. П. Кривенко и др. М., Наука, 1971. 454 с.
225. *Проводников Л. Я.* Фундамент платформенных областей Сибири. Новосибирск, Наука, 1975. 271 с.
226. *Прогнозная оценка свинцово-цинкового оруденения Майско-Кыллахской зоны (Юго-Восточная Якутия)*/В. А. Биланенко, В. Д. Боговин, И. Г. Волков и др. — В кн.: Принципы, методы и опыт прогнозирования месторождений свинца и цинка. М., ЦНИГРИ, 1977, с. 51—57.
227. *Проект классификации тектонических структур платформенного чехла*/Ред. В. Д. Наливкин. Л., Изд. ВНИГРИ, 1963. 33 с.
228. *Прохорова С. М., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитонность Маймеча-Котуйской провинции ультраосновных щелочных пород. М., Недра. 1966. 195 с.
229. *Пушаровский Ю. М.* Приверхоянский краевой прогиб и мезозонды Северо-Восточной Азии. — В кн.: Тектоника СССР. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960. 235 с.
230. *Пятницкий В. К.* Рельеф фундамента и структура чехла Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1974, № 9, с. 89—98.
231. *Пятницкий В. К., Штутин И. М.* Новые представления о строении земной коры Сибирской платформы. — Докл. АН СССР, т. 223, № 3, 1975, с. 680—683.
232. *Региональные геофизические исследования строения земной коры Сибири*/Э. Э. Фотиади, В. С. Сурков, М. П. Гришин и др. — Геология и геофизика, 1978, № 1, с. 90—95.
233. *Реутовский В. С.* Полезные ископаемые Сибири. Изд. Горного Департамента, 1905, Ч. 1, с. 482; Ч. 2, с. 400.
234. *Роговер Г. Б.* Месторождение Норильск 1. М., Госгеолтехиздат, 1959. 168 с.

235. *Роговер Г. Б.* Гидротермальные месторождения меди, связанные с траппами. — Сов. геология, 1960, № 7, с. 40—48.
236. *Рожков Б. Н.* Материалы по металлогенности сибирских траппов. Л.—М., Изд-во Гос. науч.-технич. геолого-разведоч., 1933. 68 с.
237. *Ронов А. Б.* Общие тенденции в эволюции состава земной коры, океана и атмосферы. — Геохимия, 1964, № 8, с. 715—743.
238. *Рудные* формации центральной части Тунгусской синеклизы/В. П. Филоненко, Д. И. Мусатов, Ю. С. Глухов и др. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенности траппов. Абакан, Сов. Хакассия, 1974, с. 14—16.
239. *Рухин Л. Б.* Основы литологии. Л., Госгеолтехиздат, 1961. 779 с.
240. *Рыбаков В. Г., Алексеев С. П.* Бокситы и коры выветривания Тулонского бокситопоявления (Западное Прибайкалье). — В кн.: Рудоносные коры выветривания. М., Наука, 1974, с. 48—51.
241. *Савицкий К. А.* Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., Недра, 1972. 168 с.
242. *Савицкий К. А., Туголесов Д. А., Савинская М. С.* Рельеф дорифейского фундамента Сибирской платформы. — В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., Недра, 1968, с. 132—137.
243. *Савицкий К. А., Савинская М. С.* Основные типы земной коры Сибирской платформы по данным региональных геофизических исследований. — Геология и геофизика, 1977, № 12, с. 28—36.
244. *Савицкий В. Е., Шишкин Б. Б.* О фосфатонности нижнекембрийских отложений северного склона Анабарского щита. — Труды НИИГА, т. 136, 1963, с. 105—114.
245. *Самойлов В. С.* Карбонатиты. М., Наука, 1977. 292 с.
246. *Сапожников Д. Г.* Основы прогноза осадочных рудных месторождений. М., Недра, 1972. 208 с.
247. *Сарсадских Н. Н., Благулькина В. А., Силин Ю. И.* Об абсолютном возрасте кимберлитов Якутии. — Докл. АН СССР, т. 168, № 2, 1966, с. 420—423.
248. *Северо-Сибирский* никеленосный регион и его промышленные перспективы./Ред. Н. Н. Урванцев, Г. И. Кавардин, Г. Н. Старицына. Л., НИИГА, 1973. 128 с.
249. *Семенов А. И.* О типах металлогенических провинций в складчатых областях СССР. — Геология рудных месторождений, 1963, № 4, с. 3—23.
250. *Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т.* Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., Наука, 1967, с. 55—78.
251. *Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Ерощев-Шак В. А.* Предюдомская гибситоносная кора выветривания в Восточной Сибири. — Докл. АН СССР, т. 204, № 6, 1972, с. 1416—1418.
252. *Синицын В. М.* Древние климаты Евразии. Ч. 3. Л., Изд-во ЛГУ, 1970. 134 с.
253. *Ситников С. Н., Грибова Н. А.* Геотектоническое районирование Сибирской платформы. — Труды ВНИГРИ, вып. 13, 1954, с. 9—69.
254. *Скропышев А. В.* О генезисе месторождений исландского шпата Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ, вып. 29, 1960, с. 101—127.
255. *Смирнов А. И.* Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М., Недра, 1972. 196 с.
256. *Смирнов В. И.* Очерки металлогении. М., Госгеолтехиздат, 1963. 164 с.
257. *Смирнов Л. П.* Древние коры выветривания северной окраины Анабарского щита. — Учен. зап. НИИГА, 1968, вып. 12, с. 59—78.
258. *Смирнов С. С.* К минерации Среднесибирской платформы. (Ангаро-Илимские железорудные месторождения). — В кн.: Проблемы советской геологии. Т. 3, 10. М., 1933, с. 97—122.
259. *Смыслов А. А., Моисеенко У. И., Чадович Т. З.* Тепловой режим территории СССР. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 240, 1977, с. 52—61.
260. *Соболев В. С.* Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Изд. Гл. Упр. сев. морск. пути, 1936. 224 с.

261. Соловьева Н. М. Карта аномального магнитного поля Сибирской платформы. — Реф. сб. ВИЭМС. Сер. Региональная геология и методика геологического картирования, 1970, № 3, с. 5—8.
262. Солоненко В. П. Геология графитоносной толщи Нижнетунгусского прогиба. — Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 1, 1954, с. 39—53.
263. Состояние и задачи советской литологии. Т. 2. М., Наука, 1970. 247 с.
264. Сочнева Э. Г., Суходольская О. В. О разновозрастных источниках алмазов современных россыпей северо-востока Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 12, с. 32—35.
265. Слижарский Т. Н. Сибирская платформа, ее возникновение и история развития. — В кн.: Вопросы сравнительной тектоники древних платформ. М., Наука, 1964, с. 122—134.
266. Спиринов С. Л., Пасова Ф. Г., Забинов Ю. А. Особенности строения и происхождения бокситоносных отложений в центральной части Чадобецкого поднятия на Сибирской платформе. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. Вып. 1. М., изд. ОЭП ВИМС, 1973, с. 25—40.
267. Стаников В. А. Меденосность айсинской свиты. — Труды СНИИГГИМС, вып. 98, 1969, с. 159—161.
268. Старицкий Ю. Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 252—274.
269. Старицкий Ю. Г. Основные черты металлогении Сибирской платформы. — В кн.: Закономерности размещения месторождений в платформенных чехлах. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 5—13.
270. Старицкий Ю. Г. Сибирская платформа. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 4. М., Недра, 1968, с. 86—105.
271. Старицкий Ю. Г. Основные проблемы металлогении платформ. — Труды ВСЕГЕИ, т. 191, 1973, с. 33—40.
272. Старицкий Ю. Г., Драгунов В. И., Туганова Е. В. Перспективы никеленосности северо-западной части Сибирской платформы. Материалы по геологии и полезным ископаемым Сибирской платформы. Нов. сер., вып. 31, 1960, с. 37—44.
273. Старицкий Ю. Г., Малич Н. С. Краткий очерк минерогении Сибирской платформы. — В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970, с. 45—52.
274. Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Геологические типы медно-никелевых руд Сибирской платформы. — Геология рудных месторождений, 1965, № 1, с. 37—48.
275. Старицкий Ю. Г., Туганова Е. В. Металлогения траппов Сибирской платформы. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971, с. 48—52.
276. Старицына Г. Н., Томаповская Ю. И. Основные этапы развития траппового магматизма Енисейской рудной провинции (северо-западная часть Сибирской платформы). — Труды НИИГА, т. 151, 1967, с. 20—34.
277. Страхов Л. Г. О вертикальной зональности железорудных месторождений ангаро-илимского типа. — Геология рудных месторождений, т. 10, № 1, 1968, с. 102—107.
278. Страхов Л. Г., Бочаров В. Е. Температурная зональность железорудных месторождений, т. 14, № 2, 1972, с. 110—113.
279. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, 2-е изд. М., Изд-во АН СССР, 1962, Т. 1, 212 с.; Т. 2, 574 с.; Т. 3, 549 с.
280. Стратиграфия синийских и кембрийских отложений северо-востока Сибирской платформы/К. К. Демочкидов, В. Я. Кабаньков, В. Е. Савицкий и др. Л., Гостоптехиздат, 1959. 270 с.
281. Стругов А. С. Сравнительная характеристика угленосных бассейнов Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1974, № 6, с. 3—15.
282. Структура, вулканизм и алмазносность Иркутского амфитеатра/М. М. Одинцов, В. А. Твердохлебов, Б. М. Владимиров и др. М., Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.

283. Структурный контроль проявления кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы/К. Б. Мокшанцев, В. В. Еловских, В. В. Ковальский и др. Новосибирск, Наука, 1974. 98 с.
284. Структуры траппов Сибирской платформы/М. М. Лурье, В. П. Леднева, Т. В. Селивановская и др. Л., Недра, 1976. 171 с.
285. Судовиков Н. Г. Принципы металлогенического анализа докембрийских областей. — В кн.: Проблемы изучения докембрия. Л., Наука, 1967, с. 16—23.
286. Сухов Л. Г., Изюитко В. М. Зональность сплошных руд на месторождениях Норильского района. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, Изд-во Вост.-Сиб. правды, 1971, с. 87—90.
287. Сырьевая база черной металлургии и перспективы ее расширения/М. К. Косыгин, В. Е. Рябенко, В. А. Лисий и др. — В кн.: Минерально-сырьевые ресурсы Иркутской области. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1969, с. 2—16.
288. Сягаев Н. А. Сравнительная тектоника мезозойских прогибов севера Центральной Сибири. М., Изд-во МГУ, 1962. 346 с.
289. Гвалчрелидзе Г. А. О методике металлогенического анализа. — Сов. геология, 1961, № 3, с. 23—40.
290. Гвалчрелидзе Г. А. Рудные провинции мира. М., Недра, 1972. 344 с.
291. Тектоника фундамента Сибирской платформы/Р. А. Гафаров, А. М. Лейтес, В. С. Федоровский и др. — В кн.: Проблемы тектоники территории СССР и размещения полезных ископаемых. М., Наука, 1977, с. 12—13.
292. Тектоника Якутии/К. Б. Мокшанцев, Д. К. Горнштейн, Г. С. Гусев и др. Новосибирск, Наука, 1975. 198 с.
293. Тектоническое районирование юга Сибирской платформы по данным геофизических работ/Н. П. Дьячков, С. М. Замаев, М. М. Мандельбаум и др. — В кн.: Геофизические работы при решении геологических задач в Вост. Сибири. М., Гостоптехиздат, 1961, с. 3—106.
294. Теодорович Г. И. Основные типы осадочных формаций платформ, краевых и межгорных прогибов. — Узб. геол. журнал, 1959, № 3, с. 9—21.
295. Тетяев М. М. Проблема Ангаро-Енисея и ее геологическое содержание. Л.—М., ОНТИ НКТП СССР, 1935. 23 с.
296. Тетяев М. М. Принципы геотектонического районирования территории СССР. — В кн.: Проблемы советской геологии, т. 1, № 1, 1933, с. 9—34.
297. Тетяев М. М. Основы геотектоники. 2-е изд. М.—Л., 1941. 356 с.
298. Тетяев М. М. Движения земной коры. Л., ЛГИ, 1962. 95 с.
299. Тигунов Л. П., Копылович И. Л., Сизых В. А. Новые данные по состоянию железорудной базы Иркутской области. — В кн.: Новые данные по петрологии и геохимии магматических и метаморфических пород рудных районов Алтае-Саянской складчатой области. Труды СНИИГГИМС, вып. 165, 1973, с. 111—115.
300. Тоцилин М. С. Происхождение железистых кварцитов. М., Госгеолтехиздат, 1963. 168 с.
301. Туганова Е. В. Минералогия и генезис рудоносных интрузий восточной части Норильского района. Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., вып. 31, 1960, с. 57—95.
302. Туганова Е. В. О рудоносных интрузиях бассейна р. Курейки. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 40, 1960, с. 93—108.
303. Туганова Е. В. Интрузивный магматизм северо-запада Сибирской платформы. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 156, 1977, с. 61—92.
304. Туганова Е. В., Бурков Ю. К. Возможности оценки никеленосности траппов Сибирской платформы методом многократной корреляции. — Сов. геология, 1972, № 10, с. 144—148.
305. Туганова Е. В., Малич Н. С. Интрузивные траппы и перспективы никеленосности северо-восточной части Тунгусской синеклизы. — Учен. зап. НИИГА, 1967, вып. 10, с. 131—143.
306. Туганова Е. В., Малич Н. С. Геологические факторы, влияющие на размещение медно-никелевого оруденения Сибирской платформы. — В кн.: Про-

гнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова и алмазов в Советской Арктике. Л., 1968, с. 12—15.

307. Тузов Н. К. Переходные этапы древних платформ на территории СССР. — Сов. геология, 1966, № 1, с. 51—69.

308. Тыжнов А. В. Геологические запасы углей СССР. — Сов. геология, 1960, № 4, с. 54—65.

309. Тюрин Б. А. Площади с развитием бокситовых месторождений платформенного типа. — В кн.: Методическое пособие по металлогении. М., Недра, 1976, с. 163—179.

310. Тюрнор Ф. С. Металлогенические провинции и эпохи. — В кн.: Проблемы рудных месторождений. М., Изд-во иностр. лит., 1959, с. 34—86.

311. Уайт У. С. Месторождения самородной меди в северной части штата Мичиган. — В кн.: Рудные месторождения США. М., Мир, 1972, с. 457—481.

312. Урванцев Н. Н. Енисейское рудное поле. — Труды НИИГА, т. 102, 1959, с. 28—48.

313. Урванцев Н. Н., Старицына Г. Н., Томановская Ю. И. Геолого-тектонические особенности формирования траппового магматизма Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1972, № 11, с. 3—14.

314. Устиев Е. К. Некоторые понятия и термины в учении о магматических формациях. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 47—68.

315. Файнштейн Г. Х., Виниченко Н. Н. Условия формирования и локализации полезных ископаемых, связанных с корами выветривания нижнего мезозоя юга Сибирской платформы. — Труды СНИИГГИМС, вып. 66, 1967, с. 131—141.

316. Фивег М. П. Условия образования месторождений калийных солей. — Бюл. МОИП, т. 60. Отд-ние геол., т. 30, вып. 3, 1955, с. 3—15.

317. Филоненко В. П. Магнетитовое оруденение Таймуро-Илимпейского района. — В кн.: Геология рудных месторождений Красноярского края. Труды СНИИГГИМС, вып. 257, 1977, с. 3—19.

318. Фон-дер-Флаасс Г. С. Структура Нерюндинского и Капаевского месторождений магнетита (Ангарская железорудная провинция). — Геология и геофизика, 1977, № 6, с. 63—69.

319. Формации горячих сланцев/Под ред. С. С. Баукова и В. А. Котлукова. Таллин, Валгус, 1973. 160 с.

320. Формационный анализ и его роль в выявлении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых/Ред. Кормилицын В. С. — Труды ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 176, 1972, 265 с.

321. Форш Н. Н. К методике структурного анализа платформенных тектонических структур (На примере Волго-Уральской области). Л.—М., Гостоптехиздат, 1953. 48 с.

322. Фотиади Э. Э. Крупные черты тектонического строения Сибири в свете региональных геологических и геофизических данных. — Труды СНИИГГИМС, вып. 57, 1967, с. 30—57.

323. Фрадкин Г. С. О девонской галогенной формации Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1964, № 11, с. 3—15.

324. Фролов А. А. Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975. 161 с.

325. Хаин В. Е. Общая геотектоника. 2-е изд. М., Недра, 1973. 511 с.

326. Херасков Н. П. Тектоника и формации. Автореф. докт. дис. М., ГИН, 1965. 48 с.

327. Хитаров Н. И., Пугин В. А. Проблема происхождения базальтовых магм (в свете экспериментальных данных). — В кн.: Геодинамика магнеобразования и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 250—271.

328. Хоментовский В. В. Венд. Новосибирск, Наука, 1976. 271 с.

329. Хренов П. М. Геологические предпосылки поисков полезных ископаемых в Прибайкалье. — В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., Наука, 1969, с. 7—16.

330. *Черкасов Г. Н.* К вопросу о перспективах фосфоритоносности ордовикских и силурийских отложений бассейна нижнего течения р. Подкаменной Тунгуски. — Труды СНИИГГИМС, вып. 127, 1971, с. 113—120.
331. *Чесноков Б. П.* Особенности химического состава руд магнетитовых месторождений юго-западной части Сибирской платформы. — Геология и геофизика, 1967, № 4, с. 119—124.
332. *Шаталов Е. Т.* О металлогеническом районировании и применяемой терминологии. — Геология рудных месторождений, 1959, № 3, с. 3—33.
333. *Шаталов Е. Т.* Термины, относящиеся к общим определениям металлогени, литологическому районированию и металлогеническим картам. — В кн.: Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогени. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 7—25.
334. *Шаталов Е. Т.* Металлогенические исследования в СССР. — Сов. геология, 1967, № 10, с. 16—31.
335. *Шатский Н. С.* Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюл. МОИП. Нов. серия, отд-ние геол., т. 10, вып. 3—4, 1932, с. 476—509.
336. *Шатский Н. С.* Осадочные формации. — В кн.: Избранные труды. Т. 3. М., Наука, 1965. 348 с.
337. *Шейнманн Ю. М.* Формация ультраосновных — щелочных пород. — Геология месторождений редких элементов. Вып. 12—13. М., Госгеолтехиздат, 1961, с. 3—54.
338. *Шейнманн Ю. М.* Очерки глубинной геологии (О связи тектоники с возникновением магм). М., Недра, 1968. 231 с.
339. *Шер С. Д.* Некоторые вопросы металлогени золота Африканского щита. — Труды ЦНИГРИ, вып. 56, 1963, с. 51—78.
340. *Шерман М. Л., Барков В. В.* Перспективы развития минерально-сырьевой базы Красноярского края и Тувинской АССР и задачи геологоразведочных работ. — В кн.: Сборник 25 лет КГУ. Красноярск, 1970, с. 3—18.
341. *Шипулин Ф. К.* О связи гидротермальных месторождений халькофильных элементов с базальтовой магмой. — В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 30—38.
342. *Шнейдерхен Г.* Рудные месторождения/Под ред. В. И. Смирнова. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 501 с.
343. *Шпак И. С., Сурикова А. С.* Досинийская кора выветривания на Алданском щите. — Геология и геофизика, 1967, № 6, с. 130—132.
344. *Шпунт Б. Р., Шамшина Э. А.* Древние коры выветривания Билירו-Уджинского поднятия. — В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск. Изд-во Якутск. фил. СО АН СССР, 1975, с. 30—85.
345. *Штех Г. И.* Глубинное строение и история тектонического развития Виллойской впадины. М., Наука, 1965. 124 с.
346. *Шеглов А. Д.* Металлогения областей автономной активизации. Л., Недра, 1968. 180 с.
347. *Шеглов А. Д.* Основы металлогенического анализа. М., Недра, 1976. 295 с.
348. *Шека С. А.* Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., Наука, 1969. 135 с.
349. *Эдельштейн Я. С.* Тектоника и полезные ископаемые Сибири. — Изв. Геол. ком., т. 42, № 1, 1923.
350. *Эндогенные рудные формации Сибири и Дальнего Востока/Отв. ред. В. А. Кузнецов.* М., Наука, 1966. 223 с.
351. *Юдина В. В., Лялюк В. А., Немененок Т. И.* Трубка взрыва «Магнетитовая» в Норильском районе. — Геология и геофизика, 1977, № 6, с. 87—98.
352. *Яговкин И. С.* Медистые песчаники и сланцы. — Труды ВГРО, вып. 185, 1932. 66 с.
353. *Яковлев И. К.* Закономерности распространения углей различной сте-

пени метаморфизма в пределах западной окраины Тунгусского бассейна. — Сов. геология, 1963, № 12, с. 58—67.

354. Янов Э. Н., Малич Н. С. Классификация осадочных формаций. — В кн.: Геологические формации. Л., 1968, с. 51—55.

355. Яншин А. Л. Перспективы открытия месторождений калийных солей на территории Сибири. — Геология и геофизика, 1962, № 10, с. 3—22.

356. Яншин А. Л. Тектоническое строение Евразии. — Геотектоника, 1965, № 5, с. 7—36.

357. Ahlburg I. Die neueren Fortschritte in Der Erforschung der Goldlagerstätten Sibiriens. — Zet. f. pr. Geol. 1913, H., 3/4.

358. Dana J. On origin of mountains. — Amer. J. Sci., 3-d ser., 1873, vol. 5.

359. De Laynau L. La geologie et les richesses minerales de l'Asie. Paris, 1911.

360. Goudkoff P. P. New aspects of the geology of the principal ore-bearing provinces of Siberia. — Econ. Geol., 1922, N 4.

361. Fox C. S. Bauxite and aluminium laterite. 2-d ed. Techn. Press. London, 1932. 213 p.

362. Scholtz D. L. The magmatic nichel-ferous ore deposits of East Griqualand and Pondoland. — Geol. Soc. S. Africa Tr., 1936, vol. 39, p. 81—210.

- Авлакоген 14, 26, 44, 45, 52
 Глубинное строение 12, 15—18, 20—24, 39, 40, 79, 93, 225, 260, 264
 Геофизические критерии контроля оруденения 98, 102, 238, 245
 Литологический и литолого-стратиграфический фактор контроля оруденения 97, 115, 125, 129, 133, 135, 137, 140, 143, 145, 191, 200, 237, 240, 245
 Магматическая формация 46—48, 50, 52
 Магматический фактор контроля оруденения 53—57, 70, 93, 97, 116, 222, 244, 247, 249—251
 Металлогенический блок земной коры 157, 169, 170, 264, 265
 Металлогеническая зона 158, 163, 174—177, 180, 182—187, 189—194, 198—201, 203, 205, 207, 210, 213, 219, 222, 224, 225, 230, 240—243, 249, 253, 255—257, 259, 269
 Металлогеническая провинция 8, 12, 151—158, 260, 267
 — — авлакогенная 156, 186, 222
 — — перикратонная 156, 179
 — — приорогенная 156, 194, 203, 215, 227, 256
 — — протоприорогенная 174
 — — протоавлакогенная 171
 — — филократонная 156, 177, 187, 192, 248, 257
 — — хатакратонная 173, 174, 185, 186, 192, 196, 210, 217, 230, 234, 253
 Металлогеническая эпоха 8, 99, 105, 109, 138, 141, 145, 151, 160, 188, 203, 252, 260, 261
 Металлогенический этап 151, 160, 164
 — — палеопротозойский 171
 — — мезопротозойский 173
 — — неопротозойский 179
 — — элипротозойский 187
 — — вендско-раннепалеозойский 195
 — — среднепалеозойский 209
 — — позднепалеозойско-раннемезозойский 226
 — — средне-позднемезозойский 252
 — — кайнозойский 258
 Металлогенический пояс перикратонный 158, 179
 — — приорогенный 158, 189
 Металлогеническое районирование 11, 12
 Палеоминарагенический анализ 12
 Перикратон 14, 45
 Полициклическое развитие платформ 12, 262, 267
 Приороген 14, 45
 Рельеф поверхности фундамента 12, 19, 20
 Рудная зона (район) 159, 236, 237, 238, 239, 245, 247, 249, 250
 Рудная минерализация марганцевая 58, 83, 143, 186, 200
 — — титаномагнетитовая 56
 — — халькопирит-пирротинная 56

- — хромитовая 78
- Рудная формация 81—90
- — барит-целестиновая 54, 58, 84, 87, 89, 91, 107—109
- — бокситовая 59, 80—81, 83, 84, 85, 143—145, 184, 194, 195, 253—255, 257
- — бурожелезняковая 58, 83, 84, 142—143, 255
- — буроугольная 63, 83, 84, 148
- — галититовая 58, 62, 83, 85, 137—140, 198, 199, 200, 217, 222
- — горючих сланцев 83, 149
- — графитовая 83, 84, 87, 89, 91, 114—116, 247
- — исландского шпата 84, 86, 88, 90, 109—112, 247—248
- — каменноугольная 83, 84, 145—148, 230—232, 255
- — карбонат-апатитовая, силикат-апатитовая, магнетит-апатитовая 77, 78, 84, 116—121, 249—251
- — лимонит-гематитовая 58, 83, 85, 140—142, 179, 210
- — магномангнетитовая (магнетитовая) 58, 83, 84, 86, 88, 90, 99—105, 225, 234—243
- — медистых песчаников и сланцев 58, 83, 85, 129—132, 174—176, 189—191, 194, 203—207
- — нефелиновая 78, 83, 84, 126, 249—251
- — редкометалльно-карбонатитовая 126—128
- — свинцово-цинковая 87, 89, 91, 112—114
- — свинцово-цинковая в карбонатных породах 58, 83, 85, 132—135, 201, 207, 208
- — сульфидная никелево-медная 83, 84, 86, 88, 90—99, 243—247
- — перовскит-титаномагнетитовая 78, 83, 84, 128
- — флогопитовая 78, 83, 84, 85, 121—126, 192, 249
- — фосфоритовая платформенная 58, 83, 85, 135—137, 179, 182—184, 196—198, 210—213, 219—221
- — хризолитовая 83, 84, 128—129
- — цеолитово-медная 83, 84, 86, 87, 89, 91, 105—107, 246
- Рудное поле 159
- Рудный узел 159
- Рудоносные формации 53—81
- Ряд формаций 50—53
- — вертикальный 50—52, 82—83
- — горизонтальный (латеральный) 83, 129, 133, 191, 206—207
- Семейство формаций 46, 48—50
- — карбонатных пород 61, 62
- — кор выветривания 80, 81, 143—145, 253
- — обломочных (трансгрессивного строения) пород 59
- — основных пород 50, 52, 54—57, 71—75
- — пестроцветных терригенно-карбонатных пород 49, 60
- — сероцветных терригенно-карбонатных пород 49, 60, 61
- — сульфидно-карбонатных пород 49, 62
- — терригенных (регрессивного строения) пород 49, 64, 65
- — угленосных пород 49, 62—64
- — ультраосновных — основных пород 50, 54, 65—71, 244
- — щелочно-основных пород 50, 75
- — щелочно-ультраосновных пород 50, 75—80, 192, 193, 222—224, 249—251

- Стадия тектонического этапа 43, 44, 161
— — — инундационная (средняя) 14, 43, 44, 51, 84, 85, 133, 161, 167, 171, 178, 196, 209, 226
— — — регрессивная (поздняя) 14, 43, 44, 51, 52, 84, 85, 131, 138, 141, 142, 161, 167, 178, 196, 209, 226, 252
— — — трансгрессивная (начальная) 14, 43, 44, 51, 84, 85, 136, 140, 161, 167, 171, 178, 196, 209, 226
— — — эмерсивная (заключительная) 14, 43, 44, 52, 84, 85, 145, 161, 167, 171, 178, 209, 226, 252
- Структурно-формационная область 12, 38, 41, 42, 43
— — — авлакогенная 43, 52, 53, 179, 215, 257
— — — перикратонная 43, 52, 137, 143, 179
— — — приорогенная 43, 53, 187, 202, 252
— — — протоавлакогенная 170, 173
— — — протоприорогенная 173
— — — хатакратонная 43, 52, 137, 143, 179, 187, 196, 209, 215, 227, 252
— — — филократонная 43, 52, 170, 179, 187, 209, 215, 227, 252
- Структурно-формационный анализ (метод) 12, 38—54, 150
- Структурно-формационный комплекс 41, 43, 150
— — — авлакогенный 28, 32, 43, 52
— — — перикратонный 26, 28, 36, 52, 150
— — — приорогенный 28, 30, 31, 32, 43, 52, 150
— — — протогеосинклинальный 21, 24, 26
— — — протоорогенный 21, 24
— — — складчатый 21
— — — филократонный 43, 52, 150
— — — хатакратонный 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 36, 43, 52, 150
- Структурный фактор контроля оруденения 93, 103, 111, 113, 116, 121, 123, 132, 133, 136, 140, 147, 167, 205—208, 211, 213, 225, 230, 236, 243, 245, 248, 251
- Структурный этаж 13, 20, 41, 42
- Структурный ярус 13, 24—37, 42, 167
- Тектонический цикл 44, 50, 164, 166, 167, 260
- Тектонический этап развития платформ 43, 166, 167, 260
- Тип земной коры гнейсобазитовый 22
— — — гнейсогранитовый 22
— — — субокеанический 24
- Филократон 14, 44, 52
- Хатакратон 14, 44, 45, 52

Предисловие	3
Эволюция представлений о металлогении и тектонике Сибирской платформы	7
Строение Сибирской платформы	13
Структуры глубинного строения (оболочечного уровня) земной коры	15
Структуры регионального (структурно-формационного) уровня	20
Фундамент платформы	20
Эоплатформенные (палеопротозойский и мезопротозойский) структурные ярусы	24
Плитные структурные ярусы чехла платформы	26
Основы металлогенического анализа платформ	38
Классификация и номенклатура структур платформы	39
Классификация и номенклатура формаций платформы	46
Ряд формаций тектонического цикла	50
Рудоносные формации	53
Рудные формации	81
Принципы тектонического районирования чехла платформ	149
Принципы металлогенического районирования, специализация и классификация металлогенических областей	151
Металлогенический анализ чехла Сибирской платформы	166
Металлогеническое районирование на протоплатформенных (дейтерогенных) этапах развития Сибирской платформы	170
Металлогеническое районирование на позднедокембрийских этапах развития чехла Сибирской платформы	178
Металлогеническое районирование на фанерозойских этапах развития чехла Сибирской платформы	195
Закономерности распределения полезных ископаемых чехла платформ	260
Список литературы	268
Предметный указатель	284

Ненад Степанович Малич
Евгения Владимировна Туганова

**ПРИНЦИПЫ И МЕТОДИКА
МИНЕРАГЕНИЧЕСКОГО
АНАЛИЗА ПЛАТФОРМ**

Редактор издательства *З. И. Башмакова*
Переплет художника *А. Е. Чучканова*
Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*
Технический редактор *Е. Н. Семенова*
Корректор *Г. Г. Большова*
ИБ № 3429

Сдано в набор 30.01.80. Подписано в печать 09.06.80. Т-22118.
Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 2. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 18,0. Уч.-изд. л. 21,67.
Тираж 700 экз. Заказ 89/7701—4. Цена 3 р. 60 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика
объединения «Аэрогеология»

30502

3370

BEATA