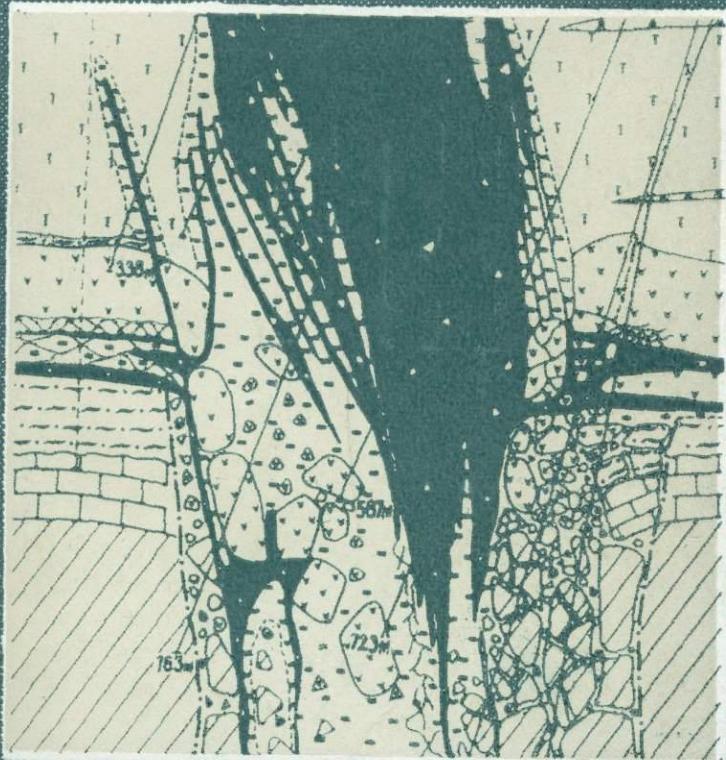


АНГАРО-ВИЛЮЙСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

551.24
558.42

АНГАРО-ВИЛЮЙСКИЙ
РУДНЫЙ ПОЯС
СИБИРСКОЙ
ПЛАТФОРМЫ

3136



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск. 1980



УДК 551.24+553.042 (571.5)

В книге на основе новых данных проведено структурно-металлогеническое районирование Ангаро-Вилуйского рудного пояса, развивается и обосновывается оригинальная гипотеза генезиса рудных месторождений трапповой области Сибирской платформы. Расширяются и уточняются возможные направления поисков эндогенных полезных ископаемых.

Монография рассчитана на геологов и научных работников, изучающих металлогению, связанную с траппами, и специалистов по рудным месторождениям.

Авторский коллектив:
М. М. Однцов (научный руководитель работы),
В. Г. Домышев, Л. Г. Стражов, П. П. Зуев, А. Г. Храмцов,
П. И. Шамес (научный руководитель работы),
С. П. Алексеев, Р. Ю. Андреев, А. И. Волков, С. Г. Каницкая, А. В. Малых.

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук проф. Ф. А. Летников.

ВВЕДЕНИЕ

До недавнего времени эндогенная металлогения внутренних районов древней Сибирской платформы считалась сравнительно однообразной и весьма небогатой. Платобазальты (сибирские траппы), развитые в пределах Тунгусской структурно-вулканической области (Одинцов, 1957₂), признаваемые единственными носителями эндогенной рудной минерализации, предполагались также петрологически и геохимически относительно однообразными и принадлежащими единому этапу геологического развития платформы — пермо-триасовому.

На северо-западе платформы выделялись рудоносные интрузии траппов с магматогенными медно-никелевыми сульфидными рудами в районе Норильска, в среднем течении р. Ангары — гидротермальные магнезиальные магнетитовые руды, связанные с диатремами платобазальтов, в лавовом поле Тунгусской структурно-вулканической области и по ее краям в пирокластических толщах были известны проявления и месторождения оптического кальцита, kontaktово-метаморфические месторождения графита — этим, по существу, исчерпывался перечень эндогенных полезных ископаемых трапповой провинции Сибирской платформы.

После открытия Якутской алмазоносной провинции в 1953 г. к этому перечню прибавились алмазоносные кимберлиты Юго-Западной Якутии (Одинцов, 1957₁). При этом связь рудной минерализации с материнскими магматическими породами считалась прямой: предполагалось, что магматогенные сульфидные и гидротермальные магнетитовые руды в диатремах формировались в едином магматическом цикле с сибирскими траппами.

Попытки расчленить трапповую формацию на различающиеся петрологические и металлогенические комплексы, преимущественно по западной части платформы (Лурье, Масайтис, 1958; Масайтис, 1964; Полунина, Леднева, 1967), не выявили структурных закономерностей размещения в пространстве эндогенных рудных месторождений и не дали общей металлогенической картины для Тунгусской структурно-вулканической области.

Лишь в последние 20—30 лет в результате геологосъемочных, поисково-разведочных и научно-исследовательских работ на различные полезные ископаемые (алмазы, железные и медно-никелевые руды, оптическое сырье, нефть, газ и др.) был получен обширный новый материал, проработка которого позволила авторам настоящего исследования предложить новую концепцию металлогенеза для Тунгусской структурно-вулканической области на основе геолого-металлогенического анализа ее юго-восточной части, выделяемой нами как Ангаро-Вилуйский рудный пояс. В геологическом изучении этой территории и развитых на ней рудных месторождений авторы принимали непосредственное участие в течение ряда лет (1939—1976).

Ангаро-Вилуйский рудный пояс простирается с юго-юго-запада к северо-северо-востоку от среднего течения Ангары через верховья рек Подкаменной и Нижней Тунгусок с их притоками Тэтэрэ, Северная и Южная Чуни, Непа, Илимпея, Ейко к верхнему течению р. Вилуй, включая кимберлитовые поля бассейна р. Малой Ботуобии в Юго-Западной Яку-

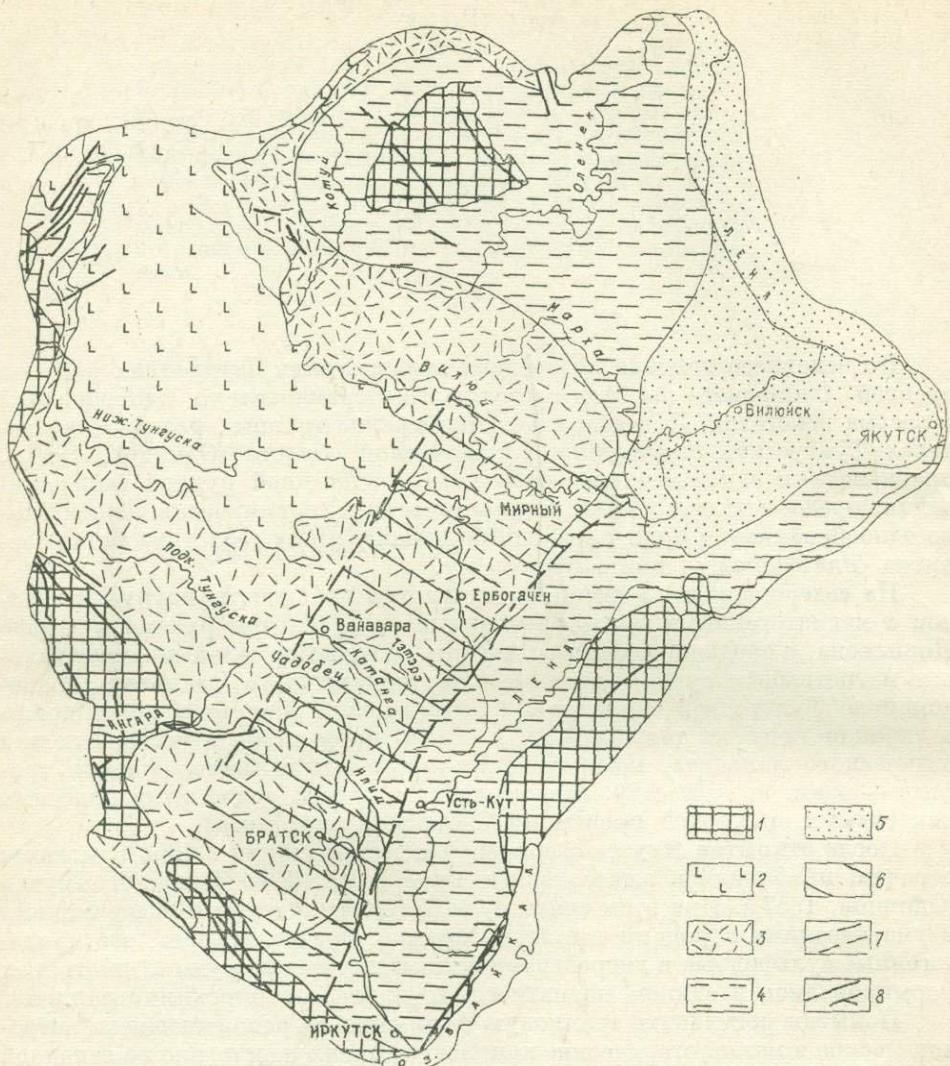


Рис. 1. Ангаро-Вилюйский рудный пояс в структуре Сибирской платформы (схема):
 1 — выступ пород докембрия; 2 — туф олововая толща Тунгусской синеклизы (P_2 — T_1); 3 — область массового проявления эксплозивного и интрузивного траппового магматизма (P_2 — T_1); 4 — нижне-палеозойский осадочный чехол платформы; 5 — мезозойские отложения; 6 — внутреннее поле Ангаро-Вилюйского рудного пояса; 7 — региональные зоны глубинных разломов; 8 — разрывные нарушения.

тии. С северо-запада Ангаро-Вилюйский пояс граничит с лавовым полем Тунгусской синеклизы (Тунгусской структурно-вулканической области), с востока и юго-востока — с краевыми структурами внутреннего поля платформы, окаймляющими Прибайкальское и Байкало-Патомское нагорья — краевую антиклизу платформы (рис. 1).

По-видимому, Ангаро-Вилюйский рудный пояс связан с крупным тектоническим линеаментом — зоной глубинных разломов трансформного характера, охватывающими кристаллический фундамент платформы и отраженных в деформациях осадочного чехла.

Впервые обоснованное представление об Ангаро-Вилюйском рудном пояссе было высказано авторами в 1974 г. на III Всесоюзном совещании по металлогении траппов и позже — в статье М. М. Однцова, В. Г. Домышева (1977), но еще В. С. Соболев (1936) отметил наличие по восточной периферии Тунгусского бассейна полосы северо-северо-восточ-

ного простирания, насыщенной железорудными месторождениями.

Некоторые особенности тектоники, вулканизма и металлогенеза специфичны для Ангаро-Вилюйского рудного пояса, но многое и объединяет его с другими районами Тунгусской структурно-вулканической области. По существу, Ангаро-Вилюйский рудный пояс является юго-восточной частью системы рудных поясов, охватывающих периферию Тунгусской структурно-вулканической области как с востока, так и с запада. По этой причине, как мы полагаем, проведенный нами анализ геологической структуры, магматизма и металлогенеза его территории имеет значение и для всей области. Насколько авторам удалось справиться с поставленными задачами, читатель оценит по содержанию работы.

Настоящее исследование выполнено геологами Института земной коры СО АН СССР и геологосъемочной экспедиции Иркутского территориального геологического управления Министерства геологии РСФСР. Аналитические работы выполнялись лабораториями обеих организаций. Общее научное руководство работой и первоначальная редакция осуществлялись членом-корреспондентом АН СССР М. М. Одинцовым (Институт земной коры СО АН СССР) и главным геологом геологосъемочной экспедиции Иркутского геологического управления П. И. Шамесом.

Авторы выражают глубокую признательность старшему научному сотруднику Института геохимии СО АН СССР профессору Иркутского гос. университета В. А. Вахрушеву за активное содействие и консультации при изучении вещественного состава руд, сотрудникам Института земной коры СО АН СССР заведующим лабораторий Б. М. Владимирову, доктору геолого-минералогических наук С. Ф. Павлову, советы и замечания которого оказали существенную помощь при подготовке рукописи к изданию. Авторы благодарны также сотрудникам лаборатории С. Е. Глущенковой, Л. В. Фивейской, В. Г. Бирюковой, Л. Ф. Кочетковой, Т. М. Ибрагимовой, чертежницам Г. Г. Вавиловой, Л. Л. Квасовой, Г. Р. Валовой за участие в оформлении рукописи и подготовке ее к печати.

Авторы отчетливо представляют себе дискуссионность многих положений настоящей работы. Полное и обоснованное представление о металлогенических процессах, сформировавших обильное и разнообразное рудообразование на территории Сибирской платформы, еще предстоит выработать нашей науке. Это потребует сбора и надлежащей оценки нового фактического материала и критической переоценки ранее накопленных сведений. Но мы уверены, что при решении этой важной задачи необходимо, наряду с анализом специфики рудных районов, стремиться и к выявлению общих металлогенических закономерностей, управляющих рудообразованием на Сибирской платформе.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ И ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ

СТРУКТУРНЫЕ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Общая геологическая изученность юго-восточной и отчасти центральной части Сибирской платформы, где располагается Ангаро-Вилюйский рудный пояс, весьма неравномерна, хотя и имеет достаточно длительную историю, восходящую к работам И. Д. Черского и А. Л. Чекановского.

Первые серьезные геологические исследования с геологическим картированием, поисковыми и разведочными работами на магнетитовые месторождения развернулись в Ангаро-Илимском районе с 1930 г., на его северном продолжении — в Ангаро-Катском районе с 1970 г.; исследования в северо-восточной части пояса, в бассейнах Катангии, Нижней Тунгуски и верхнего течения р. Вилюй с 1947 г. К настоящему времени вся территория пояса закартирована среднемасштабной государственной геологической съемкой.

На территории рудного пояса, преимущественно в его юго-восточной части, при поисково-разведочных работах на нефть и газ пробурено свыше 20 глубоких скважин, вскрывших под осадочным чехлом докембрийский доколь платформы. В результате всего комплекса геологических работ изучены строение, стратиграфия отложений осадочного чехла и установлена его мощность.

Геофизическая изученность крайне неравномерна. Вся территория закрыта аэромагнитной и гравиметрической средне- и крупномасштабными съемками, в рудных и нефтегазоносных районах — в более крупных масштабах. Сейморазведочные работы охватили нефтегазоносные и рудные районы. Профилей глубинного сейсмического зондирования на территории пояса нет, за исключением маршрутных исследований со станцией «Земля», упомянутых К. А. Савинским (1972). Магнитно-теллурическим зондированием с сетью профилей охвачена вся территория Ангаро-Вилюйского рудного пояса. Следует заметить, что наиболее широко геофизические исследования были развернуты сравнительно недавно — после 1958—1960 гг., материалы их зачастую не обобщены и опубликованы в очень малой степени.

Разбросанность материалов по отдельным ведомственным организациям, разобщенным территориально, также служит немалым препятствием для их геологической интерпретации и составления единой геологической концепции.

Эти недостатки геолого-геофизической изученности территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса значительно затрудняли и затрудняют расшифровку его тектонической структуры — особенно его глубинного строения.

Современные представления о тектонике и глубинном строении рассматриваемой территории, представляющей южную и юго-восточную части Сибирской платформы, берут начало в исследованиях А. Д. Архангельского (Краткий очерк..., 1937) и Н. С. Шатского (1932), которые высказали идею о неоднородности кристаллического фундамента Сибирской платформы и выделили «кембрисилурское складчатое поле» в его южной части. Позже С. П. Ситников и др. (1943, 1954) осветили тектонику и глубинное строение южной части Сибирской платформы. Далее должны быть

названы тектонические схемы Д. А. Туголесова (1952) и В. Т. Мордовского (1952), а также Т. Н. Спижарского (1958). Все эти работы основывались преимущественно на данных геологического изучения территории с поверхности, так как геофизические данные о строении глубинных зон земной коры тогда почти отсутствовали.

П. Е. Оффманом (1959) была выдвинута идея о ведущей роли в структуре Тунгусского бассейна овальнообразных антеклиз и сопряженных с ними синеклиз. По его мнению, этими элементами структуры определялось размещение траппового магматизма. Схема не была достаточно обоснована фактическим материалом.

Первой попыткой детального анализа тектоники южной части Ангаро-Вилюйского рудного пояса была работа М. М. Одинцова и др. (1962), в которой на основе широкой интерпретации геофизических данных, преимущественно аэромагнитной съемки, составлены карты тектонической структуры фундамента и осадочного чехла от Присаянья до 60° с. ш.

Позднее некоторые данные по этой территории были освещены Л. В. Булинской (1964) и Л. В. Булинской и Т. Н. Спижарским (1965), Р. А. Гафаровым (1965) и С. М. Замараевым (1967). Строение докембрийского фундамента южной части Сибирской платформы с учетом материалов гравимагнитных исследований было произведено Л. В. Витте и М. М. Одинцовым (1973); для всей платформы — Г. Г. Ремпелем и В. К. Пятницким (1967), К. А. Савинским (1972), А. Б. Коганом (1975).

Глубинное строение западной части Сибирской платформы (по геофизическим данным) и частично территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса освещено в работе Н. Н. Дацкевича и др. (1970).

Рельеф поверхности кристаллического цоколя платформы и тектоника осадочного чехла отражены на картах, составленных авторским коллективом под редакцией А. А. Трофимука и В. В. Семеновича (Структурная карта..., 1972).

Весьма своеобразны структурно-тектонические построения Э. Л. Варанда (Красноярское геологическое управление), охватывающие преимущественно западную и центральную части Сибирской платформы. Э. Л. Варанд выделяет сеть глубинных разломов I, II, III, IV и V порядков, ориентированных в северо-западных и северо-восточных румбах, а также меридиональных и широтных. В осадочном чехле им выделяются впадины и своды, и на этой основедается оригинальная схема металлогенического районирования (Варанд, 1970).

Э. Л. Варанд придерживается ротационно-гравитационной гипотезы, и по этой причине Сибирская платформа на его схеме выглядит как изотропное тело, на которое наложена геометрически правильная сетка разломов, выходящая за его пределы. Внутреннее строение фундамента платформы, особенности дифференцированного развития ее отдельных частей в геологической истории учитываются недостаточно — это приводит к формальности структурно-тектонической схемы.

Северная часть Ангаро-Вилюйского пояса по Э. Л. Варанду входит в выделяемую им Катангскую металлогеническую область, а железорудные месторождения Приангарья — в Енисейско-Ангарскую металлогеническую мегазону.

Глубинное строение и тектоника северо-восточной части Ангаро-Вилюйского пояса освещены К. Б. Мокшанцевым и др. (Структурный контроль..., 1974), а юго-восточной части Тунгусского бассейна, центральной части Ангаро-Вилюйского пояса — В. Г. Домышевым (1968, 1971, 1974). Кроме того, некоторые общие вопросы тектонического районирования этой территории получили свое истолкование в работах М. М. Одинцова (1953, 1961, 1965, 1972 и т. д.).

При описании строения фундамента и тектоники осадочного чехла в дальнейшем тексте использованы все материалы, перечисленные выше,

касающиеся общего тектонического районирования платформы и определения структурных позиций в ней Ангаро-Вилюйского рудного пояса (схемы К. А. Савинского и А. Б. Когана, а для его внутреннего районирования — М. М. Одинцова, В. А. Твердохлебова, В. Г. Домышева).

МАГМАТИЗМ И ОРУДЕНЕНИЕ

Первые сведения о трапах связаны с маршрутными исследованиями А. Л. Чекановского в 1873 г. Им впервые были выделены траппы в самостоятельную группу пород.

Исследователи раннего периода (А. Н. Павловский, А. В. Лаврский, Б. К. Поленов и др.) большое внимание уделяли петрографической характеристике этого типа платформенных образований, их формационной принадлежности и геологической позиции. Лишь некоторые из них отмечали связь ряда полезных ископаемых с траппами. Так, К. М. Богданович в 1896 г. при описании месторождений магнетита района Николаевского завода Иркутской губернии установил гидротермальное происхождение магнетитовых руд и предположил их связь с траппами. Л. Н. Ячевский в 1902 г., работая в районах рек Ангара и Подкаменная Тунгуска, отметил наличие небольшого количества золота в траппах и указал на небольшие скопления асфальта в дайке траппов.

Начало нашего столетия характеризуется более детальным изучением как самих траппов, так и их металлогении. В 1916 г. Е. Е. Костылевой, обрабатывавшей минералогическую коллекцию А. Л. Чекановского, был определен ряд цеолитов, связанных с траппами. Большое значение в это время сыграли работы С. В. Обручева, который собрал и обобщил богатый материал и дал общий обзор полезных ископаемых Тунгусского бассейна (особенно западных районов).

С 1919 г. начались работы в Норильском районе. Н. Н. Урванцев в своих исследованиях уделял внимание петрологии и геологии траппов. Особенный интерес траппы Норильского района приобрели с 1922 г., после открытия Н. К. Высоцким платины и пирротиновых руд.

В 1931 г. в результате работ крупной экспедиции Западно-Сибирского геологоразведочного треста под общим руководством Л. М. Шорокова по р. Нижней Тунгуске (до р. Таймуры) были получены интересные данные по гидротермальным сульфидным полиметаллическим жилам, связанным с траппами.

Значительную роль для последующего изучения траппов имели исследования В. С. Соболева (1936) по рекам Илимпея, Иритка и Нижняя Тунгуска. Он подчеркнул связь открытых им по р. Илимпее железорудных месторождений с трапповой магмой и их гидротермальное происхождение, а также наметил пространственную ориентировку расположения месторождений железа южной части Тунгусского бассейна. В работе В. С. Соболева, наряду с общими выводами по петрологии траппов бассейна среднего течения р. Нижней Тунгуски, характеризуются минералогия траппов и связанные с ними полезные ископаемые. Среди рудных полезных ископаемых особый промышленный интерес, по его мнению, представляют железорудные месторождения Ангаро-Илимского района. Автором отмечается связь с траппами сульфидов, титаномагнетита (р. Илимпей, устье р. Яду) и отрицается приуроченность к траппам золота и платины.

Из важныхнерудных полезных ископаемых В. С. Соболевым отмечаются исландский шпат и графит (р. Курейка).

В. Г. Дитмар (1934), изучая главным образом геологию района р. Вилюй, устанавливает два цикла образования траппов — «вулканический» и «магматический». Он выделяет особый тип рудоносных интрузий, условно называя их воритами, тем самым отвергая связь золота и платины р. Вилюй с траппами.

В это время повышенное внимание привлекли к себе Ангаро-Илимские железорудные месторождения. В результате работ ряда исследователей (С. С. Смирнов, С. А. Докторович-Гребницкий, Ю. Ф. Левинсон-Лессинг, Н. Л. Дилакторский, Г. Ф. Крашенинников, Н. П. Аникеев и др.) была дана подробная характеристика некоторых типов интрузивных траппов, их химизма, особенностей минералогического состава и связанных с ними полезных ископаемых, среди которых особое внимание уделяется железным рудам.

Ангаро-Илимские месторождения и железопроявления подробно изучены в начале 60-х годов Г. И. Антиповым и др. (Ангаро-Илимские железорудные месторождения..., 1960). Месторождения располагаются в вулканических трубках, образованных в результате взрыва насыщенной летучими трапповой магмы. Эти месторождения несколько отличны от подобных в северо-западной части синеклизы; последние имеют более древний возраст и приурочены к мощной зоне разлома вдоль западного борта Нижнетунгусской впадины. Н. В. Павлов (1961) приводит схему последовательности образования месторождений этой группы, в которой выделяются четыре этапа.

Сульфидные рудопроявления с никелем, золотом по р. Илимшее были исследованы М. М. Одинцовым и А. П. Труфановой (1948).

Источником рудообразующих растворов для месторождений Ангаро-Илимской группы, как и для железных руд Сибирской платформы, все исследователи единодушно считают очаги трапповой магмы. В южной части платформы интрузивные траппы довольно однообразны. Здесь представлены интрузивные комплексы двух фаз — третьей (катангский и ангарский комплексы) и четвертой (кузьмовский и тычанский комплексы). Месторождения железа, по мнению Л. А. Полуниной и В. П. Ледневой (1967), связаны парагенетически с интрузиями кузьмовского комплекса. В. И. Гонышакова (1960) связывает Коршуновское месторождение, а вместе с ним и все месторождения Ангаро-Илимской группы с интрузиями повышенной щелочности, которые, по приводимым ею признакам, близки к тычанскому комплексу. Г. И. Антипов с соавторами (Ангаро-Илимские железорудные месторождения..., 1960) указывает на пространственную приуроченность этих месторождений к региональным зонам разломов, отражающих в осадочном чехле глыбовые подвижки фундамента.

По мнению М. Н. Годлевского, В. В. Юдиной (1967), большинство месторождений железа Сибирской платформы относится к скарновым, причем преобладают инфильтрационные скарны, наложенные на трубы взрыва (ангаро-илимский тип). Источником железа была сама трапповая магма, а образование рудоносных растворов происходило вследствие взаимодействия магмы с соленосными отложениями нижних горизонтов платформенного чехла, т. е. в пределах промежуточных магматических очагов. При этом железо выносилось преимущественно в форме хлоридов (Павлов, 1960, 1961).

Однако, по мнению некоторых исследователей (Скрибин и др., 1974; Ключанский и др., 1974), переносчиком железа был не хлор, а главным образом щелочные растворы, так как если бы осуществлялся хлорный вынос, то железо накапливалось бы преимущественно в карбонатных породах, а этому противоречит наличие рудопроявлений вне соляных толщ (манзинская группа).

Примерно в это же время (60-е годы) более широко проводится изучение медно-никелевой минерализации, связанной с траппами, которая приурочена в основном к северо-западной части Сибирской платформы (группа месторождений — Норильское, Талнах). Эта приуроченность объясняется тем, что здесь фундамент платформы имеет байкальский возраст и сохранил повышенную подвижность, выраженную в прогибании всей окраины платформы к северу от р. Нижней Тунгуски в нижнем и среднем палеозое и в образовании структур в позднем. В раннем триасе

в этом районе происходили наиболее интенсивные движения, сопровождавшиеся образованием протяженных, глубокопроникающих разломов, по которым обогащенная Mg и тяжелыми металлами магма поступала из наиболее глубоких горизонтов коры или из верхней части мантии (Старицкий, 1959; Годлевский, 1959).

В центральной части платформы (бассейны рек Таймура и Илимпей) в это время велось изучение сульфидной полиметаллической минерализации (Старицкий, 1959). Наряду с вкрапленными рудами в карбонатных породах установлены жильные проявления, приуроченные к интрузиям траппов (Джелиндаконское — халькопирит, пирит, пирротин, марказит, буланжерит), в составе кальцитовых жил которых наблюдаются также целестин и барит.

Е. Я. Киявленко (1959) в своей работе выделяет четыре группы среди месторождений исландского шпата: 1) в зонах дробления туфов (бассейны Илимпей и Ангары), 2) на контактах или внутри субщелочных интрузий (бассейны рек Вилой и Нижняя Тунгуска), 3) связанные с шаровыми агломератами (бассейны рек Нижняя Тунгуска и Ницым), 4) в мандельштейнах. А. В. Скропышев (1957, 1960) связывает все месторождения исландского шпата с поствулканическими растворами, которые поднимаются из глубинных очагов трапповой магмы. Эта точка зрения подтверждена Н. И. Хитаровым (1960), проводившим изучение растворимости воды в базальтовой магме. В. Г. Бондарем (1959) в центральной части платформы изучено месторождение целестина и барита, приуроченное к туфам (T_1).

М. М. Одинцов (1958₂, 1962, 1975, 1977) первоначально относил образование рудных месторождений к фазе дифференцированных интрузий базальтоидной магмы триаса со значительной гидротермальностью, но затем пришел к выводу о более глубинном источнике рудоносных флюидов, связывая их с процессами вторичной тектономагматической активизации.

Ю. Г. Старицкий (1965) рассматривает в развитии платформенного чехла три крупных этапа, отличающихся общими закономерностями тектонического развития, осадконакопления, характером магматизма и мигрирования. С трапповой формацией первого этапа ($P_1 - P_2$) связаны проявления меди в кварц-карбонатных жилах крайней юго-западной части платформы. Формирование эндогенной минерализации трапповой и ультраосновной-щелочной формации второго этапа ($P_2 - T_1$) обусловливается образование магматических месторождений никеля, меди, кобальта, платины (северо-западная часть платформы), скарновых (ангело-илимский тип) и гидротермальных (бассейн р. Подкаменной Тунгуски) месторождений железа, исландского шпата, целестина. Сходство минералогического состава барит-целестиновых и шпатоносных проявлений и областей их распространения позволяет предположить происхождение их из родственных растворов. Эндогенная минерализация третьего этапа ($T_2 - J_1$) связана с кимберлитами и представлена алмазами.

В последние годы геологи Ботуобинской экспедиции Якутского геологического управления пришли к единому мнению, что в южной части Якутии наиболее распространены кимберлитовые трубки среднепалеозойского возраста (в частности, трубка Мир).

В. Г. Домышев (1965, 1968, 1974), проводивший специальные литолого-петрографические исследования вулканогенных пород и анализ структурных условий их образования в пределах юго-востока Тунгусской синеклизы, детализировал историю развития вулкано-тектонических процессов. По его мнению, на фоне ритмического развития этих процессов заключительная нижнетриасовая гидротермальная фаза наиболее рудоносна в пределах туфогенной толщи. Он отводит главную роль в рудогенезе промежуточным магматическим очагам, локализующимся вдоль глубинных разломов. Кроме того, им рассмотрены различные механизмы внедрения трапповой магмы в зависимости от тектонических условий (сжатия и растяжения).

Рассматривая основные закономерности распространения эндогенных полезных ископаемых западной части Сибирской платформы, Э. Л. Варанд (1970) считает большинство полезных ископаемых производными нижнемезозойской трапповой формации. Сюда относятся следующие комплексы: норильский петрохимический (никель, кобальт, медь, платиноиды и др.), летнинский (железо), кузьмовский (железо, титан), тычанский (свинец, исландский шпат). Э. Л. Варанд предположил, что большинство рудных месторождений локализуется в зонах мезозойских магмопроводящих разломов, и выделил по рудно-геохимическим условиям пять крупных металлогенических областей. Источниками рудного вещества Э. Л. Варанд считал подкоровые очаги магмообразования, оставляя за интрузиями траппов, внедрившимися в осадочный чехол и в нем оставшими, только отдельные рудопоявления.

Н. Н. Урванцев (1962) в соответствии с известными закономерностями процессов глубинной магматической дифференциации базальтовой магмы выделил несколько серий петрохимически отличных трапповых расплавов и соответствующих им серий трапповых интрузий — магнезиальную, известково-щелочную, щелочно-железистую, субщелочную и субкислую. Эти серии охватывают разнообразные магматические горные породы. Н. Н. Урванцевым намечается возрастание степени никеленосности от кислой к магнезиальной серии. Поэтому наиболее перспективны в отношении никеленосности интрузии магнезиальной серии, представляющие продукты дифференциации и кристаллизации верхних горизонтов мантии.

М. Л. Лурье, В. Л. Масайтис выделили пять фаз интрузивных образований траппов, в которые включили все 14 интрузивных комплексов, ранее ими выделенные (Лурье и др., 1960, 1962, 1966). Отличительной чертой принадлежности интрузии к определенным фазам является наличие или отсутствие признаков дифференциации. I и II фазы (пермские) — дифференцированные траппы, развитые на северо-западе платформы. Со слабодифференцированными траппами II фазы связаны гидротермальные проявления и месторождения меди, никеля и железа. Основная масса траппов — недифференцированные — принадлежит к среднему этапу магматизма — III фазе, с которой процессы рудообразования практически не связаны. IV фаза характеризуется хорошо дифференцированными интрузиями траппов. С ней связана большая часть рудопоявлений и месторождений (меди, никеля, титана, железа, полиметаллов, исландского шпата). К конечному этапу магматизма (V фаза) относятся слабодифференцированные интрузии, с которыми на платформе связаны незначительные проявления магнетита. Интрузии последних трех фаз датируются как раннетриасовые. Однако в своей последней работе М. Л. Лурье (Структуры..., 1976) отказалась от выделения «комплексов» траппов, заменив их «типами интрузий».

Изучение магнетитовых проявлений междуречья Нижней и Подкаменной Тунгусок показало, что магнетитовое оруденение этой территории является продуктом единого постмагматического гидротермального процесса, проявившегося после внедрения основной массы трапповых интрузий (Семенов, 1971).

Халькопирит-пирротиновые рудопоявления связаны с магнетитовыми общностью происхождения. Это выражается в наличии сходных особенностей структурно-геологической позиции, взаимоотношений рудных образований с интрузиями траппов, а также вещественного состава руд. Как магнетитовые, так и халькопирит-пирротиновые рудопоявления приурочены к зонам глубоко проникающих разломов, выполненных секущими интрузиями траппов среди вулканогенно-осадочных толщ чехла платформы. Спектральный анализ руд магнетитов, пирротина и пирита из различных рудопоявлений показывает почти одинаковый набор микроэлементов.

На III Всесоюзном совещании по металлогении траппов были высказаны противоречивые мнения. Так, Н. С. Малич и др. (1974) предполагают, что продолжать связывать сульфидные медно-никелевые месторождения норильского типа с траппами — значит ориентировать поиски на заранее бесперспективные площади. Авторами ставится под сомнение связь с трапповыми магматическими очагами медных и полиметаллических руд. Эти руды могли переотлагаться под воздействием флюидных потоков, образуя «гидротермальные» месторождения (полиметаллические проявления рек Чуя, Тычана, Корда). Проблематична также, по их мнению, связь с глубинными магматическими очагами месторождений исландского шпата, переотложению которого могли способствовать любые минерализованные растворы, прогретые при внедрении трапповой магмы. Не исключено, что железо гидротермальных магнетитовых месторождений также не связано с интрузивными траппами, а имеет самостоятельный мантийный источник.

А. Я. Архипенкова и др. (1974), ссылаясь на исследования Г. С. Момджи (1970), придерживаются выводов последнего об отсутствии генетической и наличии только парагенетической связимагногипситовых месторождений с траппами вне зависимости от их петрохимических особенностей. Свою точку зрения они обосновывают отсутствием или небольшим распространением траппов в пределах рудных полей крупных железорудных месторождений (Коршуновское, Нерюндинское, Рудногорское). В тех же случаях, когда траппы широко распространены на площади месторождения, оруденение, по их мнению, обычно скучное, а запасы незначительные (Краснояровское месторождение). По петрохимическим характеристикам траппы в пределах месторождений сопоставимы с нормальными траппами Сибирской платформы.

Позднее Л. Г. Страхов обосновывает представления, в соответствии с которыми магнетитовые месторождения ангело-илимского типа обладают вертикальной зональностью, проявляющейся в строении рудных тел в виде разветвляющегося кверху рудного пучка (Страхов, Ширяев, 1965), в увеличении снизу вверх коэффициента окисности руд от 1,9 до 13,0, увеличении кверху содержания кварца и других низкотемпературных минералов в околоврудных гидротермальных трубках и рудах. В связи с последним, в верхних частях месторождений появляются сопутствующие железным рудам исландский шпат, пьезокварц, аметист, агат и рудные элементы — золото, ртуть, медь, серебро и др. (Страхов, 1968, 1972). Во вскрытых на разных эрозионных вертикальных уровнях месторождениях весьма четко вырисовываются основные особенности металлогении Ангаро-Вилойского рудного пояса (Одинцов, Страхов, 1972).

Этими авторами развиваются представления о генезисе основных рудоконтролирующих структур месторождений ангело-илимского типа — вулканических трубок, формирование которых связано с прорывом вулканических газов от глубоких промежуточных очагов трапповой магмы по трещинам в цоколе, с образованием трубообразных отверстий диатрем в осадочном чехле. Оценивается также энергия, необходимая для образования трубок при прорыве газов от маломощных силлов (Страхов, 1969, 1971, 1972).

В последние годы выясняется, что формирование железорудных месторождений ангело-илимского типа растянуто во времени. Вулканические трубки образовались 220—240 млн. лет назад, а руды и околоврудные метасоматиты в период 160—100 млн. лет (Страхов и др., 1972; Страхов, Тарасевич, 1975).

Размещение вулканических очагов, давших начало железорудным месторождениям ангело-илимского типа, связано с зонами региональных разломов, но расположение отдельных месторождений или их групп (рудных узлов) в надочаговых зонах контролируется кольцевыми тектоно-

вулканическими структурами размером от 60 до 120 км (Страхов, 1968, 1971, 1975₁).

Поисковые работы на алмазы были начаты на Сибирской платформе на территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса в бассейне р. Нижней Тунгуски в 1947 г., и уже в 1948 г. отмечены первые находки алмазов в аллювиальных отложениях. Отсюда поиски алмазов распространились на всю территорию рудного пояса — на северо-восток в Юго-Западную Якутию и на юго-запад до Присаянья включительно. В результате этих работ открыто Мирнинское кимберлитовое поле — с алмазоносными кимберлитами и россыпными месторождениями в юрских и четвертичных отложениях, а также установлено широкое распространение алмазов (в непромышленных концентрациях) в аллювии Нижней и Подкаменной Тунгусок, Ангара и их притоков. Кимберлиты были обнаружены на Чадобецком поднятии — в неалмазоносной фации и в Присаянье — в форме маломощных алмазоносных кимберлитовых жил и неалмазоносных трубок в бассейне р. Оки. Для кимберлитов Мирнинского кимберлитового поля исследователями принимается в настоящее время среднепалеозойский возраст (D — C), возраст же кимберлитов Присаянья по косвенным данным предполагался девонским, но последние определения С. Б. Брандта (1974, Институт земной коры СО АН СССР) абсолютного возраста в 1200—1500 млн. лет заставляют нас относить их к верхнему докембрию. С нашей точки зрения, присутствие кимберлитов на территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса между Мирнинским полем и Присаяньям но меньшей мере весьма вероятно (Алмазы Сибири..., 1957; Алмазные месторождения..., 1959; Курцерайте, 1959; Одинцов, 1957₁, 1958₁, 1965; Одинцов и др., 1972; Домышев, 1976).

В 1964 г. В. Л. Масайтисом в междуречье Вилюя и Лены были открыты и изучены (Масайтис, 1964; Масайтис и др., 1975) основные субщелочные породы — трахибазальты, для которых предложен среднепалеозойский (девонский) возраст. Распространение этих пород и их генетические соотношения с основной массой платобазальтов Сибирской платформы пока недостаточно полно выяснены.

Как видно из приведенного краткого обзора, в сложной проблеме металлогенеза Тунгусской структурно-вулканической области еще не сформировалось единство взглядов среди исследователей, ее разрабатывающих. Нам представляется, что основные противоречия между различными точками зрения могут быть сведены к следующему:

1. Являются ли трапповые интрузии, локализованные в осадочном чехле, непосредственным источником рудного материала или рудные флюиды имеют более глубинные корни?

2. Обладают ли отдельные возрастные и петрологические разновидности траппов определенной металлогенической специализацией, и являются ли медно-никелевые сульфидные руды северо-запада платформы специфическими магматогенными или же гидротермально-метасоматическими подобно магнетитовым?

3. Синхронно ли оруденение вмещающим его трапповым телам или вулканическим трубкам (диатремам) или является наложенным по отношению к ним?

4. Каково участие пород чехла и фундамента в образовании рудных месторождений по сравнению с рудоносными флюидами магматических очагов базальтоидов?

5. Какое место занимают алмазоносные кимберлиты в общей минерализации рудного пояса и каково их распространение в нем?

Авторы надеются, что предлагаемая вниманию читателей настоящая работа послужит, в известной мере, разрешению хотя бы части указанных противоречий и выявлению действительной картины металлогенического процесса в Тунгусской структурно-вулканической области в целом.

СТРАТИГРАФИЯ И ТЕКТОНИКА ТЕРРИТОРИИ АНГАРО-ВИЛЮЙСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

В главе рассмотрены последовательно стратиграфия отложений, слагающих территорию пояса, особенности строения цоколя и осадочного чехла юга Сибирской платформы. Надо заметить, что ряд крупных структур, а также некоторые зоны разломов не получили достаточно полного освещения и отражения на схемах ввиду их слабой геолого-геофизической изученности.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ

На территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса стратиграфический разрез различен в разных ее частях, так как сама структура пояса, будучи трансформной, рассекает частные структуры осадочного чехла платформы.

В обобщенном виде разрез может быть охарактеризован следующим образом.

Нижний структурный ярус — фундамент, или цоколь платформы, представлен докембрийскими — архейскими и протерозойскими породами, сложнодислоцированными и метаморфизованными. Он включает в себя гранитные интрузии, а также базитовые и, возможно, гипербазитовые комплексы. Геологический возраст пород цоколя различен — от архейских образований, представленных на юге шарыжалгайским комплексом (абс. возраст 2900 ± 300 млн. лет), до верхнепротерозойских, судя по тому, что по окраинам платформы в Байкало-Патомском нагорье и в Присаяные протерозойские породы уходят непосредственно под осадочный чехол платформы.

Поскольку кристаллические породы цоколя вскрыты глубокими буровыми скважинами в ограниченном количестве пунктов, установить соотношения архейских и протерозойских пород и детали их разреза под осадочным чехлом не представляется возможным. Однако неоднородность пород цоколя, участие в нем как архейских, так и протерозойских образований, несколько отличающихся по физическим свойствам, фиксируется и отдельными скважинами, и различными геофизическими методами и лежит в основе многих гипотез о глубинном строении Сибирской платформы. Следует указать, что существует гипотеза и об едином архейском массиве, составляющем цоколь платформы.

Поверхность кристаллического фундамента на территории рудного пояса под осадочным чехлом волниста: она погружена на глубины от 1400 м (в Непском своде) до 5000 м (в Катской и Кочечумской впадинах). В целом же поверхность фундамента относительно полого погружается от окраин Байкало-Патомского нагорья (краевой антеклизы платформы) на северо-запад. Эта моноклиналь осложнена отдельными выступами (сводами) и впадинами (Структурная карта..., 1972).

Мощность цоколя — консолидированного комплекса, состоящего из «гранитного» и «базальтового» слоев, по материалам К. А. Савинского (1972), определяется величиной 15—35 км, поверхность Мохо залегает на глубине 35—45 км.

Между поверхностью цоколя и подошвой земной коры в целом отчетливо отмечается обратная зависимость: по мере погружения фундамента в сторону центральной части Тунгусской синеклизы поверхность Мохо вздымаются, на это указывает и плавное увеличение поля силы тяжести с юга на север (Данилов, 1977₂).

Верхний структурный ярус — осадочный чехол платформы состоит из нескольких этажей (рис. 2, см. вклейку):

1. Венд — нижний палеозой (V — P_Z₁). Толща мелководных морских, лагунных и лагунно-континентальных осадков — карбонатных, глинистых и песчаных с каменной солью; в Непском своде — с калийными солями, прослойми гипса, залежами нефти и газа, а также осадочными медными рудами, фосфоритами, железными рудами (непромышенными). Мощность отложений до 4000—4500 м.

2. Средний и верхний палеозой (D — C — P). Толща лагунных (D) и озерно-континентальных (C — P) отложений, преимущественно песчаниково-глинистых с углами и прослойми сидеритов и туфов (в верхней части разреза). Мощность до 500—600 м.

3. Нижний мезозой — триас (T). Вулканогенная и вулканогенно-осадочная толща туфов, туффитов, туфопесчаников и песчаников с линзами туфобрекций. Мощность в северной части территории до 500—1000 м, к югу толща выклинивается.

4. Средний мезозой (J). На северо-востоке, в Вилюйской впадине широко развиты морские и континентальные угленосные отложения (включающие верхний триас) лейаса, на остальной территории пояса, в спорадических впадинах, — континентальные отложения лейаса глинисто-песчаного состава, местами с конгломератами и гравелитами (укугутская свита Вилюйской впадины). Мощность до 200—300 м.

Верхнедевонские, пермские и юрские кластические отложения часто содержат минералы кимберлитов (пироп), а юрские гравелиты в бассейне р. Вилюй — промышленные россыпи алмазов. В юрских кластических толщах отмечается золото и платина, за счет размыва которых в аллювиальных отложениях современных долин проявлена россыпная золотоносность. Общая исходная мощность отложений осадочного чехла, накопившихся на территории, составляет около 6000 м. Но так как отдельные свиты, входящие в его состав, оказались частично уничтоженными размывом за длительную историю геологического развития бассейна седimentации и отлагались неповсеместно и неравномерно, современная общая мощность осадочного чехла до поверхности цоколя не превышает 4000—5000 м.

ТЕКТОНИКА ЦОКОЛЯ И ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПЛАТФОРМЫ

Тектоническая структура Ангаро-Вилюйского рудного пояса достаточно сложна и еще далеко не полно изучена. Поэтому расшифровка и выявление особенностей ее глубинного строения в настоящее время могут быть лишь в значительной мере приближенными. С другой стороны, выделяемый впервые как специфическое геологическое образование на Сибирской платформе Ангаро-Вилюйский рудный пояс до настоящего времени не подвергался исследованию в целом и не рассматривался как единая структурно-металлогеническая область. Для отдельных районов внутри Ангаро-Вилюйского пояса существует ряд структурно-тектонических схем различной детальности, не увязанных между собой. Немалое затруднение вызывает и решение вопросов о структурных ограничениях пояса, его внутреннем районировании и истории геологического развития.

Тем не менее нами делается попытка дать тектоническую характеристику пояса, достаточно отчетливо проявленного металлогенически. Как указывалось выше, Ангаро-Вилюйский рудный пояс проявлен в различных структурах осадочного чехла платформы, пространственно он охватывает, как бы рассекая крупные разновозрастные геоструктуры осадочного чехла — каледонский Ангаро-Ленский прогиб (Замараев, 1967), варисский Тунгусский бассейн и Вилюйский, или Саяно-Вилюйский,

прогиб (Одинцов, 1953; Юрские континентальные..., 1967). Очевидно, его формирование не связано конкретно с какой-либо из этих структур, хотя пространственно предопределяющая роль их вероятна. Возникновение и развитие Ангаро-Вилюйского рудного пояса, на наш взгляд, связано с фактором более глубокого заложения, одинаково оказывавшего свое воздействие как на сопряженные структуры, так и на эндогенную металлогенацию его.

Структурные особенности цоколя платформы. Поверхность кристаллического фундамента под осадочным чехлом представляет собой погребенный рельеф. Он сформировался в результате длительной истории развития платформы и претерпел весьма сложные и разнообразные структурные преобразования, которые в конечном итоге привели к его современному плану. Наиболее приподнятым является юго-восточный край Ангаро-Вилюйского рудного пояса, захватывающий сводовую часть Непско-Ботубинской антеклизы — крупной положительной платформенной структуры I порядка, которая в современном плане наиболее выражена по фундаменту и нижним горизонтам чехла. Она занимает обширную область на юге Сибирской платформы и в виде линейно-вытянутой структуры в форме мегавала длиной более 750 км протягивается в северо-восточном направлении от района г. Усть-Кута до бассейнов рек Непа, Чона и Вилюй. Наиболее низкие отметки фундамента от земной поверхности на юго-восточном борту рудного пояса, расположенные в пределах осевой части антеклизы, отмечаются на ее периклинальных замыканиях в районе г. Усть-Кута (2300—2400 м) и г. Мирного (2000 м); наиболее высокие — в центральной части Непского свода на Чоно-Нийском междуречье (1300 м). Непский свод представляет собой наиболее крупный выступ цоколя платформы. Он прослеживается от бассейна р. Куты и верховьев р. Нижней Тунгуски до верховьев р. Большой Ботубии. Размеры свода по длинной оси с юго-запада на северо-восток до 500 км, в поперечном направлении — около 150 км. На северо-восточном продолжении Непского свода расположен Мирнинский свод с размерами по длинной оси более 150 км, в поперечном направлении — около 100 км. К северу от г. Мирного он граничит с Ботубинской седловиной, отделяющей его от Анабарской антеклизы (Савинский, 1972). В наиболее возвышенной части свода цоколь имеет отметки 1631—1674 м от земной поверхности. На остальной территории рудного пояса поверхность фундамента испытывает моноклинальное погружение в сторону прилегающих впадин, захватывая восточные части Катской и Мурско-Чунской впадины в междуречье Чуны (Уды) — Ангары и юго-восточную часть Кочечумской впадины, расположенной севернее, в пределах Чуно-Нижнетунгусского междуречья. В указанных впадинах поверхность цоколя погружается до 7000 м (в центре Кочечумской впадины до 10 000 м) от земной поверхности, т. е. по отношению к сводовой части Непского выступа погружение составляет 5500—8560 м. Пологий перегиб моноклиналии в сторону Тасеевской синеклизы отмечается в районе г. Усть-Кута (Каймоновская зона разломов), более крутой перегиб расположен на меридиане г. Братска (Окино-Вихоревский разлом). Крупным осложнением моноклиналии является Ереминский структурный выступ, выделенный по материалам региональных геофизических работ (Поспелев, 1977). Выступ отходит от Непского свода и прослеживается в субширотном направлении с плавным разворотом к северо-западу через бассейн рек Большой и Малой Ерем до верховьев Тетеи и Северной Чуны с погружением в этом направлении фундамента от —1900 и до —3500 м.

Этими основными морфологическими структурами обрисовывается лишь общая конфигурация рельефа поверхности фундамента; как показывают более детальные геофизические исследования на локальных площадях, рельеф его сложнее. Во всяком случае, рельеф поверхности цоколя отнюдь не однообразен и отражает, по-видимому, сложность его текtonической структуры, сформированной частично в ходе становления цо-

цоколя в начальных стадиях его развития и позже, уже после консолидации платформы.

Переходя к анализу внутренней структуры докембрийского цоколя под осадочным чехлом, в котором интегрированы тектонические элементы, унаследованные от доплатформенной стадии развития и вновь приобретенные уже после ее консолидации, мы вынуждены опираться преимущественно на косвенные данные — интерпретацию геофизических данных, деформации в осадочном чехле, аналогии с тектоническим строением фундамента в обнаженных участках краевой антеклизы платформы.

Геологическая структура цоколя платформы в целом принимается нами гетерогенной и полихронной в соответствии с представлениями Н. С. Шатского (1932), А. Д. Архангельского и др. (1937). Согласно этим представлениям фундамент Сибирской плиты (каледонской Сибирской платформы) состоит из разновозрастных элементов, а именно, из двух архейских гранито-гнейсовых глыб (Северо-Сибирской и Алданской), а также более молодых протерозойских складчатых сооружений, которые разделяют и опоясывают архейские массивы. Создание единого массива Сибирской плиты относится к концу эозоя — эпохе байкальской складчатости. Из этого вытекает, что Сибирская платформа является эпабайкальской, т. е. каледонской, и протерозойские складчатые сооружения входят в состав ее цоколя.

Гетерогенность строения фундамента в настоящее время признается большинством исследователей и подтверждается геолого-геофизическими материалами. Суть этого в свете современных представлений состоит в том, что фундамент разбит на отдельные мегаблоки различного времени консолидации, разграниченные зонами глубинных разломов. Гетерогенность строения и состава фундамента особенно подчеркивается контрастным характером магнитных полей, выраженным чередованием областей мозаичных аномалий и зон линейных дугообразных максимумов и минимумов. Эти два основных типа аномальных магнитных полей характерны и для других древних платформ (Восточно-Европейской и Северо-Американской) и отражают характер внутреннего строения основных структурных элементов фундамента (Гафаров, 1976).

Существуют представления об едином архейском массиве, составляющем цоколь платформы (Замараев, 1967). Не приводя доказательств этого положения, мы вслед за многими исследователями приходим к выводу о блоковом, мозаичном строении массива. Отдельные блоки цоколя нередко имеют различный состав и строение, что прежде всего определяется их принадлежностью или к наиболее древним архейским глыбам, или к цементирующим их протерозойским складчатым сооружениям. Возможно, что различная подвижность блоков, их способность к пластической деформации унаследованы от мозаичного по строению эпабайкальского цоколя.

Глубокими буровыми скважинами на юге амфитеатра, в пос. Бельск, Тыреть и Нукуты вскрыты плагиограниты и двуслюдянные гнейсы (архей), в пос. Волокон, Непа, Токма и др. — хлорит-амфиболовые, амфиболовые сланцы и амфиболиты, в районе городов Братска и Усть-Кута, пос. Бочакта, Марково, Преображенка скважинами вскрыты гранитоиды. Судя по керну скважин, породы затронуты дислокационно-метаморфическими процессами с образованием типичных метаморфизованных тектонитов и глубокоизмененных пород (Лобанов, 1977). Кристаллические породы фундамента вскрыты глубокими скважинами в ограниченном количестве пунктов и поэтому установить соотношение архейских и протерозойских пород и детали их разреза под осадочным чехлом пока невозможно.

На Марковской площади, где фундамент вскрыт несколькими десятками скважин, породы протерозойского возраста, представленные кристаллическими сланцами, ортоамфиболитами и гранитами (Флоренская, Никишин, 1970), образуют на карте магнитного поля линейные зоны се-

веро-западного простирания, очень сходные со складчатой структурой Анабарского щита (Геофизические работы..., 1969). Подобная унаследованность нижнепротерозойскими структурами простираций архейских структур характерна и в области Алданского и Анабарского щитов (Гафаров, 1976). На основании сопоставления магнитного поля с данными глубокого бурения и измерения магнитной восприимчивости пород фундамента на юге платформы можно предполагать, что области пониженного магнитного поля преимущественно связаны с практически немагнитными и реже слабомагнитными породами протерозойского возраста, включающими метаморфические производные первичноосадочных образований и породы гранитоидного ряда, магнитная восприимчивость которых колеблется в пределах $100 - 500 \times 20^{-6}$ СГС. Проследим строение цоколя платформы по Ангаро-Вилюйскому рудному поясу с юго-запада на северо-восток от Присаянья к Анабарскому массиву. Наиболее подробно структура южной части рассмотрена В. А. Твердохлебовым (1962) и М. М. Одинцовым (Одинцов, 1973).

Юго-западным ограничением Ангаро-Вилюйского пояса надо считать Шарыжалгайский выступ в Присаянье, где архейские породы обнажаются на поверхности земли. В восточной части выступа эти породы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации с образованием чарнокитов. В западной части блока на гранулитовый метаморфизм накладывается высокотемпературный диафторез и гранитизация (абс. возраст 1800 млн. лет). К северу от Присаянья под осадочным чехлом по характеру магнитного и гравитационного полей выделяются два блока: Лено-Илимский массив и Ангарский (по Твердохлебову — Ангаро-Тушамский) массив несколько меньших размеров. Предположительно в сложении их принимают участие породы протерозойского и, возможно, архейского возраста амфиболитовой фации метаморфизма с широким развитием гранитоидов нижне- и среднепротерозойского возраста. Сильная гранитизация подтверждается геофизическими данными и несколькими скважинами глубокого бурения (Витте, Одинцов, 1973).

Между названными массивами лежит складчатое поле протерозойских пород синклиниорного типа, в сложении которого принимают участие метаморфизованные вулканогенно-осадочные образования и интрузии главным образом основного состава. В. А. Твердохлебов (1962) выделяет Лено-Илимский массив как зону глыбового тектогенеза в докембрийском поколе, предполагая в нем преобладание архейских образований.

В протерозойском поле фундамента между Лено-Илимским и Ангарским массивами установлен ряд участков аномальных геофизических полей, которые трактуются исследователями как зоны дробления цоколя с повышенной проницаемостью, с интрузиями в цоколе тяжелых (по гравитационному максимуму) основных магм (Ново-Удинская клинообразная структура, Северо-Йский подвижный блок и др.). Эта зона непосредственно составляет южную часть Ангаро-Вилюйского пояса и примыкает в Присаянье непосредственно к краевой антеклизе платформы. В цоколе этой части платформы гранитизация завершилась (Витте, Одинцов, 1973) становлением гранитоидов саянского комплекса (средний протерозой).

Несколько сложнее задача районирования структуры цоколя в северо-восточной части пояса, где геофизические материалы еще не проработаны с такой степенью детальности, как в его юго-западной части, за исключением участка Мало-Ботуобинского (Миринского) кимберлитового поля и смежных районов.

В нашем представлении северо-восточным ограничением Ангаро-Вилюйского пояса служит Непско-Пеледуйский массив синклиниорного типа (аналогичный Лено-Илимскому), сложенный архейскими (предположительно верхнеархейскими) и протерозойскими метапородами преимущественно амфиболитовой фации с широким развитием гранитоидов в гранито-гнейсовых куполах.

С запада (отчасти северо-запада) ограничением пояса служит Ангарский массив и Тунгусский мегаблок. По мнению К. А. Савинского (1972), для Тунгусского мегаблока характерен рисунок магнитного поля, соответствующий структурам зеленокаменных ядер консолидации, и широтные простирации осей магнитных аномалий. Р. А. Гафаров (1970, 1976) выделяет его как гипотетический крупнейший Тунгусский массив, не испытавший существенных структурных перестроек в протерозойском тектоно-магматическом цикле. По его мнению, характерная для Тунгусского массива сложная мозаика дугообразных и разноориентированных максимумов и минимумов магнитного поля может отображать крупные куполовидные структуры, характерные для начальных этапов развития земной коры, которые могут быть сопоставлены, по данным Е. В. Павловского (1962), с нуклеарной стадией. Она характеризуется отсутствием выдержанной ориентировки простирации складчатых структур, их брахиформностью и развитием гранито-gneйсовых куполов. Геологический возраст пород цоколя в Тунгусском мегаблоке принимается в основном протерозойским, что не исключает возможного присутствия в нем ядер с архейской стабилизацией складчатой структуры.

На северо-востоке, в пределах кимберлитовой провинции, Ангаро-Вилюйский пояс подходит к Тунгскому блоку — архейскому жесткому массиву, выделенному В. А. Твердохлебовым (1962), а также К. Б. Мокшанцевым и др. (Структурный контроль ..., 1974). Мы принимаем для этого блока контуры, определяемые В. А. Твердохлебовым, сопоставляя Тунгский блок с такими массивами, как Лено-Илимский и Непско-Пеледуйский.

В целом Ангаро-Вилюйский рудный пояс на схеме структурного районирования фундамента платформы, разработанной А. Б. Коганом (1975), занимает центральную зону с преобладанием субмеридиональных магнитных аномалий, как бы «зажатую» между несколькими блоками — западным и восточным. Эта зона выделяется им и по гравиметрическим данным. Промежутки между выделенными массивами мы относим к протерозойскому складчатому полю синклиниорного типа (по Витте, Одинцову, 1973).

Геолого-геофизические материалы позволяют достаточно уверенно наметить зоны разломов внутри цоколя платформы в пределах Ангаро-Вилюйского пояса. В настоящее время на юге Сибирской платформы выявлены четыре основные системы простираций разломов, отражающих характер планетарной сети разломов: субмеридиональные, субширотные, северо-восточные и северо-западные. Основными разломами фундамента, определившими его внутреннюю структуру и оказавшими значительное влияние на формирование структур чехла, явились системы разломов субмеридиональной, северо-восточной и северо-западной ориентировки.

Система разломов субмеридиональной ориентировки среди остальных систем по времени заложения является несомненно наиболее древней, возникшей в доплатформенную стадию развития Сибирской платформы. Ее заложение происходило согласно общему простиранию и, по-видимому, синхронно времени формирования складчатых структур архея и протерозоя. Отражение ряда разломов этой системы в осадочном чехле в виде линейных зон повышенной трещиноватости пород может служить подтверждением их активизации в последующие эпохи.

Система разломов северо-восточной и северо-западной ориентировки, по-видимому, была заложена одновременно в период становления платформы и дискордантно по отношению к архейско-протерозойскому складчатому комплексу фундамента, представлявшему к началу платформенного этапа развития единую жесткую глыбу.

По нашему мнению, наиболее четко проявленными и имеющими наибольшее структурное значение являются следующие зоны разломов по-

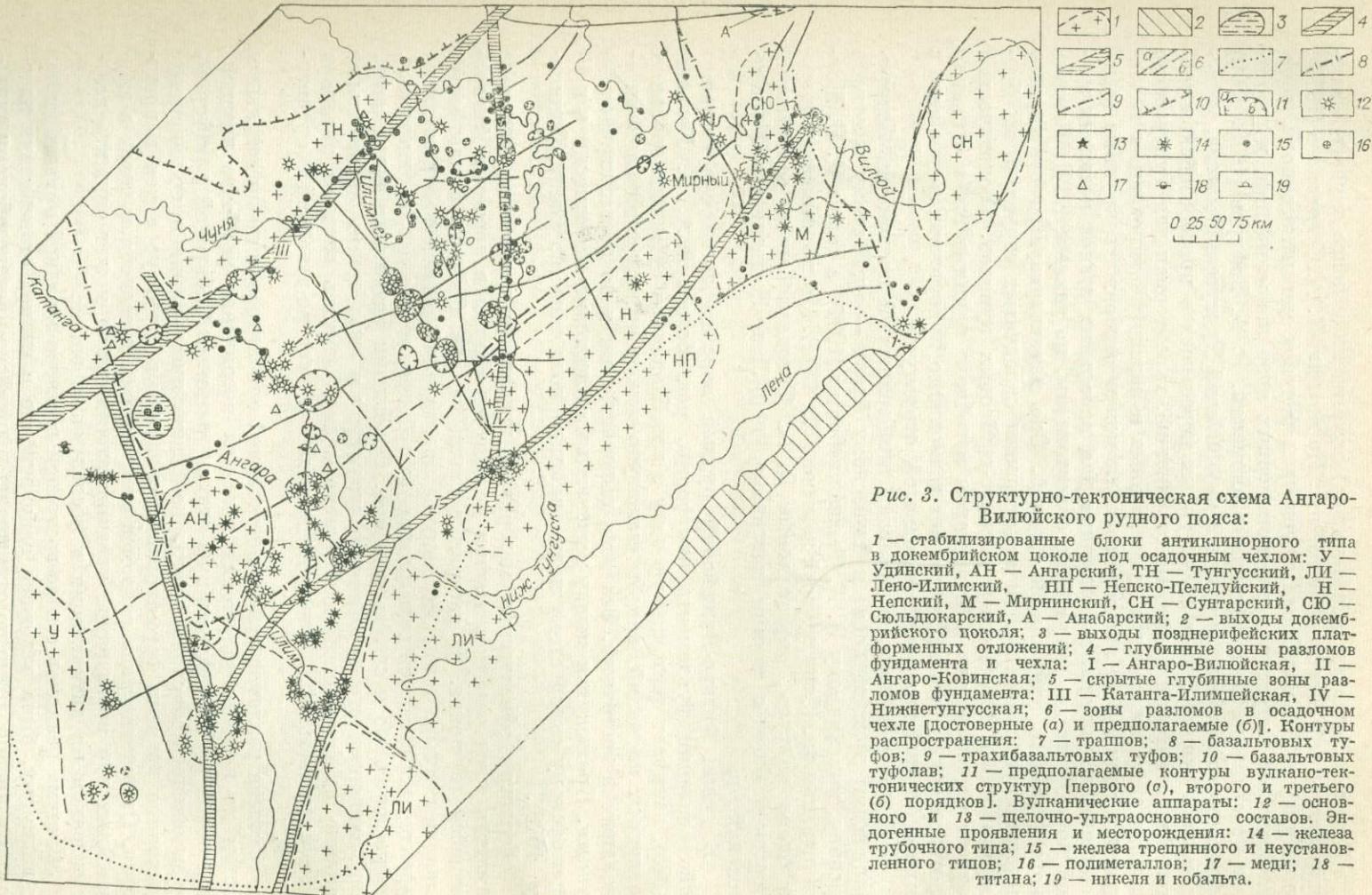


Рис. 3. Структурно-тектоническая схема Ангаро-Вилюйского рудного пояса:

1 — стабилизированные блоки антиклинарного типа в докембрийском цоколе под осадочным чехлом: У — Удинский, АН — Ангарский, ТН — Тунгусский, ЛИ — Лено-Илимский, НП — Непско-Пеледуйский, Н — Непский, М — Мирнинский, СН — Сунтарский, СЮ — Сюльдюкарский, А — Анабарский; 2 — выходы докембрийского цоколя; 3 — выходы позднерифейских платформенных отложений; 4 — глубинные зоны разломов фундамента и чехла: I — Ангаро-Вилюйская, II — Ангаро-Ковинская; 5 — скрытые глубинные зоны разломов фундамента: III — Катанга-Илимпецкая, IV — Нижнетунгусская; 6 — зоны разломов в осадочном чехле [постстореневые (а) и предполагаемые (б)]. Контуры распространения: 7 — траппов; 8 — базальтовых туфолов; 9 — трахибазальтовых туфов; 10 — базальтовых туфолов; 11 — предполагаемые контуры вулкано-тектонических структур [первого (а), второго и третьего (б) порядков]. Вулканические аппараты: 12 — основного и 13 — щелочно-ультраосновного составов. Эндогенные проявления и месторождения: 14 — железа трубочного типа; 15 — железа трещинного и неуставленного типов; 16 — полиметаллов; 17 — меди; 18 — титана; 19 — никеля и кобальта.

коля (рис. 3): Ангаро-Вилюйская, Ангаро-Ковинская, Катанга-Илим-пейская, Нижнетунгусская.

Ангаро-Вилюйская зона разломов — один из главнейших линеаментов юго-западной и центральной частей Сибирской платформы. Эта зона протягивается с юго-запада на северо-восток и прослеживается линейными аномалиями в магнитном и гравитационном полях платформы от Окинского Присаянья через Ангаро-Илимский железорудный район до Мирнинского кимберлитового поля в бассейне р. Вилюй. В долине р. Нижней Тунгуски на участке деревень Данилово — Потемино, по данным сейсмологических исследований (Вопросы геологии..., 1972; Савинский, 1972), зона имеет субвертикальное залегание и пронизывает всю толщу земной коры. Ширина зоны влияния разлома в осадочном чехле 15—20 км. Зона разграничивает гетерогенные блоки платформы с резко различным характером магнитного поля, что в нашем представлении отражает границу «зоны глыбового тектогенеза» (по данным В. А. Твердохлебова, 1962) между Лено-Илимским и Непско-Пеледуйским относительно стабилизованными массивами цоколя платформы со складчатым протерозойским полем.

Анализ условий седиментации разновозрастных образований осадочного чехла позволяет говорить об активности отдельных отрезков зоны в платформенный этап развития региона. В юго-западной части рудного пояса Ангаро-Вилюйская зона разломов расщепляется на две ветви, из которых первая (восточная) направляется почти строго на юг, вдоль пояса глыбового тектогенеза, ограничивая южную часть Лено-Илимского блока, а вторая (западная) отклоняется от Ангаро-Илимского железорудного района к западу и, проходя внутри протерозойского поля через Ново-Удинскую клинообразную и Окинскую структуры (Северо-Ийский подвижный блок), смыкается с Присаянем.

Юго-восточная ветвь Ангаро-Вилюйской зоны разломов нередко выделяется как самостоятельная — Каймоновская тектоническая зона глубинного разлома. Данные глубинных сейсмологических исследований говорят о глубинности заложения этой ветви Ангаро-Вилюйской зоны разломов (результат сейсмологических наблюдений, выполненных со станцией «Земля» (Савинский, 1972)). Каймоновская зона разлома в пределах Иркутского амфитеатра наиболее четко выражена. Она разграничивает земную кору на два блока, различающихся по своему развитию как в доплатформенный, так и в платформенный этапы развития региона. Об этом свидетельствуют различный характер магнитного поля, а также изменение фаций и мощностей осадочных формаций (Замараев, 1967). Анализ геолого-геофизических данных свидетельствует, что восточный блок на всех этапах активизации испытывал отставание в происходящем движении по отношению к западному. Кроме того, этой зоне соответствует граница между полями с различной степенью деформаций осадочного чехла, являющаяся западным ограничением линейных складок непского типа. На глубинность Каймоновского разлома указывают результаты сейсмологических исследований со станцией «Земля» (Савинский, 1972).

В целом зона Ангаро-Вилюйского глубинного разлома является и восточной границей массового распространения пермо-триасовых траппов (Домышев, 1968, 1974).

Ангаро-Ковинская зона разломов протягивается с юго-востока на северо-запад, начинаясь в Прибайкалье. Но одна из его ветвей рассекает Лено-Илимский массив в субширотном направлении, а затем через Ангаро-Илимский рудный район направляется на северо-запад к среднему течению р. Ангара и далее — до бассейна р. Вельмо (Одинцов, Страхов, 1972). Эта зона разграничивает различные по характеру магнитного и гравитационного полей крупные блоки цоколя платформы. Кроме того, она выражена в тектонике осадочного чехла. В бассейне среднего течения

р. Илим этой зоне соответствует крупная положительная магнитная аномалия и гравитационный максимум. На этом участке отмечается также сдвиг по опущенному блоку крупной положительной структуры осадочного чехла — Литвинцевской антиклинали.

Катанга-Илимпейская зона скрытого глубинного разлома служит северо-восточным ограничением Тунгусского мегаблока (Савинский, 1972), отделяя его от протерозойского складчатого поля. Эта зона геофизически изучена относительно слабее, но, как показано В. Г. Домышевым (1968, 1974), также выражена довольно отчетливо в тектонике осадочного чехла. Вблизи устья р. Илимпей эта зона разломов зафиксирована на сейсмологическом профиле ниже поверхности Мохо.

Вероятнее всего, выделяемые нами зоны глубинных разломов являются частью более крупных линеаментов докембрийского цоколя платформы. По данным К. А. Савинского (1972), А. А. Трофимука и др. (Структурная карта..., 1972), Ангаро-Вилюйская зона разломов является на юге частью Окино-Катангского структурообразующего разлома, а севернее сливается с Ангаро-Вилюйским структурообразующим разломом; Катанга-Илимпейская зона разломов является частью Катанга-Вилюйского структурообразующего разлома.

Наряду с названными зонами глубинных разломов, играющими роль структурных ограничений Ангаро-Вилюйского рудного пояса, в его глубинную структуру входят разломы II порядка, обычно оперяющие первые и являющиеся путями проникновения магмы и важными факторами рудоконтроля. Они в большинстве случаев отражаются в той или иной форме в тектонике осадочного чехла. В районах рудного пояса, в которых расположены эксплуатируемые месторождения полезных ископаемых, и, следовательно, изученных более детально (Ангаро-Илимский рудный район и Мирнинское кимберлитовое поле), количество выделяемых исследователями разломов глубокого заложения, захватывающих фундамент (Структурный контроль..., 1974), представляется преувеличенным. Но наличие рудоконтролирующих нарушений в фундаменте несомненно, и главнейшие из них фиксируются и геологическими, и геофизическими методами. В качестве таких разломов II порядка по отношению к структурообразующим мы выделяем на юго-западе пояса Ангаро-Катский разлом (или зону дробления), проходящий от г. Братска в северо-восточном направлении через Ангаро-Катский рудный район и далее до р. Катанги в район фактории Угоян. Этот разлом, возможно, является рудоконтролирующим для Ангаро-Катских магнетитовых месторождений. Отражением его воздействия на осадочный чехол является Тубинская антиклиналь; юго-западнее г. Братска Ангаро-Катский разлом переходит в зону дробления фундамента Северо-Ийского подвижного блока (Твердохлебов, 1962). Среди других разломов северо-восточной ориентировки, которые наиболее уверенно выделяются в бассейне р. Нижней Тунгуски, следует отметить разломы, пересекающие реку в районе д. Оськино, севернее пос. Ергобачен и у д. Бугоркан. Разломы трассируются по смещениям осей корреляции и цепочкам локальных магнитных аномалий, участками — по гравитационным ступеням. По данным сейсмологических исследований со станцией «Земля» (Савинский, 1972) это крупные разломные зоны субвертикального залегания, пронизывающие всю мощность консолидированной коры и разграничитывающие различные блоки фундамента. В осадочном чехле они находят фрагментарное отражение в повышенной разрывной тектонике и в простириании мегатреции на розах-диаграммах.

Подобен Ангаро-Катскому Чадобец-Чемдальский разлом, ограничивающий с севера Ангарский массив и отделяющий его от Тунгусского мегаблока. Этот разлом (слабо изученный) проходит в северо-западном направлении от среднего течения Ангари неподалеку от Тагарских месторождений магнетита через верхнее течение р. Чадобец к р. Катанге в район

пос. Чемдальск. Разлом выделен гипотетически, но по магнитному полю вдоль него фиксируются зоны дробления фундамента в верхнем течении р. Чадобец (Твердохлебов, 1962).

Наконец, по анализу магнитного и гравитационного полей (Витте, Одинцов, 1973) выделяется меридиональный Чукша-Майхенский разлом, вблизи которого находится Октябрьское железорудное месторождение.

Восточнее Ангаро-Вилюйского структурообразующего разлома в поясе глыбового тектогенеза выделяются два разлома северо-западной ориентировки. Один из них представляет восточное продолжение Ангаро-Ковинского разлома и выражен зоной дробления цоколя, рассекающей Лено-Илимский массив, а другой, расположенный севернее, представляет собой северо-восточное ограничение Лено-Илимского массива и по характеру магнитного поля представлен зонами дробления и дислокаций цоколя. Вблизи этого разлома располагаются Марковская и Ярахтинская нефтегазоносные структуры осадочного чехла.

В южной части Ангаро-Вилюйского пояса по геофизическим данным (Твердохлебов, 1962; Витте, Одинцов, 1973) выделяется несколько зон разломов субмеридиональной ориентировки, уходящих в Присаянье. Их рудоконтролирующее значение и структурное отражение в чехле пока не ясно.

Нижнетунгусский разлом (вернее, зона разломов), субпараллельный Ангаро-Ковинской зоне разломов, представляет собой фрагмент грандиозного Байкало-Таймырского разлома, выделяемого К. А. Савинским (1972) и являющегося, по мнению многих исследователей, крупнейшей разрывной структурой фундамента. В гравитационном поле (Данилов, 1977₁) разлом трассируется по цепочкам максимумов силы тяжести, разделяя относительно повышенное гравитационное поле защаднее зоны разлома от относительно пониженного к востоку от него. В магнитном поле разлом фиксируется интенсивной линейной положительной магнитной аномалией. По совпадению магнитных и гравитационных аномалий можно предполагать о насыщенности зоны разлома породами основного (ультраосновного) состава. В осадочном чехле в бассейне Нижней и Верхней Кочем разлом находит фрагментарное отражение в виде линейной зоны повышенной трещиноватости пород. Разлом прослеживается вдоль левобережья долины р. Нижней Тунгуски, в нижнем течении р. Непы от него отходит юго-восточная ветвь. В магнитном поле он фиксируется линейной полосовидной аномалией интенсивностью до 1500 гамм. По простирианию разлома отмечаются частые смещения, срыв оси корреляций аномалий по системам северо-восточной и субширотной ориентировки. На отдельных участках этот разлом подтверждается гравиметрическими данными. В осадочном чехле разлом проявлен в виде линейной зоны повышенной трещиноватости пород.

Значительное распространение в разрывной структуре фундамента получили и разломы широтной ориентировки.

В геофизических полях разломы чаще трассируются по широтным сдвигам («срывам») магнитных аномалий, по широтному простирианию изолиний магнитного поля, по цепочкам и поясам сгущений локальных магнитных аномалий. В осадочном чехле они передко отражаются в виде линейных зон повышенной трещиноватости пород и в простириании мегатрещин. Наиболее крупные широтные разломы выделяются в бассейне р. Нижней Тунгуски и в районе населенных пунктов Еремы, Ербогачен, Аян и Бугоркан. Судя по материалам сейсмологических исследований со станцией «Земля», по р. Нижней Тунгуске широтные разломы затрагивают верхние горизонты земной коры на глубину до 10—15 км. Наиболее крупный из них прослеживается от верховьев р. Чоны до р. Тэтэрэ, пересекая р. Нижнюю Тунгуску в районе д. Еремы. В магнитном поле разлом выражен цепочками локальных аномалий и срывами осей корреляций субмеридиональных аномалий.

В северной и северо-восточной частях пояса, в бассейнах рек Нижняя Тунгуска и Вилуй мы выделяем, по имеющимся материалам, следующие наиболее важные разломы: Тетейско-Илимпейский северо-западной ориентировки, Бугорканский и Наканно-Ахтарандинский (Апкинский), ориентированные в северо-восточном направлении.

Геологическое обоснование указанных разломов не может быть в настоящее время достаточно полным — они выделяются на основании нарушений осадочного чехла: зон дробления, дайковых тел, ориентированных соответственно трассировке разломов и рудопроявлений, в ряде случаев выявляющихся при дешифрировании аэрофотоснимков.

Так же, как и основные структурообразующие зоны разломов, перечисленные выше, разрывные нарушения цоколя внутри Ангаро-Вилуйского пояса, вероятно, не одиночны. Они представляют собой зоны дробления фундамента платформы с кулисно расположеннымми отдельными разломами и оперяющими нарушениями — т. е. объемно выраженные зоны.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

На современном тектоническом плане осадочный чехол Ангаро-Вилуйского рудного пояса представлен сочетанием ряда ярусно наложенных друг на друга разновозрастных структур I порядка, осложненных также довольно крупными куполами и мульдами, отражающими крупные волнобразные изгибы и, возможно, блоковые подвижки фундамента. Некоторые из них имеют характер конседиментационных структур. Нижнюю часть платформенного чехла слагает венд-нижнепалеозойский структурный этаж, развитый в пределах всей территории пояса и имеющий сложные взаимоотношения со структурным планом в более верхних его горизонтах. Это связано с широким проявлением на юге Сибирской платформы вторичных процессов соляной тектоники, которые ослабевают и затухают в пределах отдельных блоков фундамента, в то время как на стыках вдоль разграничающих их разломов, характеризующихся активными тектоническими подвижками, они проявлены наиболее интенсивно.

Крупной положительной структурой на юге Сибирской платформы, слагающей юго-восточный борт пояса, является Непско-Ботубинская антиклиза, состоящая из двух сводов: Непского и Мирнинского. Она четко проявлена в венд-нижнепалеозойском структурном этаже по нижним горизонтам осадочного чехла, а в более верхних горизонтах (в южной ее части) является погребенной.

Возвышенная часть структуры представлена Непским сводом — крупной конседиментационной структурой. На каледонском этапе развития юга Сибирской платформы, надо полагать, он представлял наиболее стабильный участок, менее всего подверженный нисходящим движениям, а в отдельные периоды нижнепалеозойской истории, как и Мирнинский свод, становился областью внутренней суши. На схеме изопахит суммарной мощности отложений венда, кембрия и ордовика эта территория оконтуривается изопахитой 2200—2300 м, что более чем в два раза меньше мощностей этих отложений в окраинных восточной и южной частях Иркутского амфитеатра. В континентальный период развития региона до начала верхнего палеозоя центральная часть свода продолжала испытывать интенсивные восходящие движения, образовав крупное поднятие, о чем свидетельствует налегание верхнепалеозойских отложений в пределах свода на глубоко эродированную поверхность верхоленской свиты кембрия в бассейнах рек Непа, Нижняя Тунгуска и Чона.

Центральную часть свода занимает Преображенское поднятие, северо-западная часть его погребена под осадками верхнего палеозоя Тунгусской синеклизы. Преображенское поднятие среди остальных структурных элементов Непского свода является наиболее изученным. Здесь развиты по-

логие брахиантиклинальные формы складок амплитудой до 100 м.

Непский и Мирнинский своды располагаются в основном над Непско-Пеледуйским приподнятым массивом докембрийского цоколя. Осложнением Непского свода в нижнем структурном этаже являются линейные Непская и Соснинская зоны складок, обрамляющие с юго-востока Ангаро-Вилюйский рудный пояс в бассейнах рек Непа, Нижняя Тунгуска, Чона. Дислокации имеют характер резко очерченных антиклиналей (складок-морщин) северо-восточного простириания, не имеющих корней в нижних горизонтах чехла (мотская свита). В пределах зон отмечается большое разнообразие морфологических особенностей складок, среди которых преобладающее развитие получили опрокинутые антиклинали, осложненные, как правило, продольными и поперечными разрывами, имеющими характер крутых надвигов, взбросов и взбросо-сдвигов. Они представляют собой складки с соляными ядрами нагнетания, которые не имеют корней в подсолевом ложе. Наибольшее сходство с поверхностным структурным планом обнаруживают волновые параметры надсолевой части разреза, в меньшей мере — солевой, где широко проявлена дисгармоничность на разных уровнях и явления диапиризма. Неоднородность и многоплановость деформаций в результате проявления соляной тектоники в основном связаны с перераспределением первичных мощностей наиболее соленасыщенных частей разреза усольской и ангарской свит.

Антиклинали развиты как в пределах пологих поднятий, так и в пределах прогибов и мульд, сильно усложняя их внутреннюю структуру. Являясь по отношению к ним структурами более высокого порядка, антиклинали не подчиняются их границам и, по-видимому, имеют более молодой возраст. На основании взаимоотношения верхнепалеозойских отложений со структурами Непской зоны в бассейне р. Непы устанавливается их до-пермский возраст (Малых, 1970). Есть отдельные указания на то, что в крыльях складок смятию подвержены верхнепалеозойские и юрские породы, что может свидетельствовать о их омоложении в связи с воздыманием в мезозое области Байкальской складчатости.

Морфологически к складкам непского типа близки складки в сводовых частях изолированных палеозойских валов — Жигаловского, Миндейско-Литвинцевского и Тубинского (Структурная карта..., 1972).

Наряду со сводовыми поднятиями в нижнепалеозойском структурном этаже фиксируются и пологие мульды. Последние представлены Катской впадиной, контуры которой почти совпадают с контурами Ангарского массива в цоколе, и Мурско-Чунской впадиной, расположенной несколько западнее Ангарской зоны дислокаций нижнего палеозоя. В этой впадине происходящие движения продолжались в верхнем палеозое и мезозое, поскольку ее выполняют верхнепалеозойские и юрские отложения.

Особое место среди структур нижнепалеозойского структурного этажа занимает Ангарская зона дислокаций в нижнепалеозойских породах, следующая, в общем, согласно Ангаро-Ковинской структурообразующей зоне разломов в северо-западном направлении.

Наряду с названными дислокациями в породах нижнепалеозойского структурного этажа присутствуют многочисленные мелкие нарушения — складки, разрывы, которые имеют ограниченные размеры и, видимо, очень неглубокое заложение. Подобные структуры не имеют магмо- и рудоконтролирующего значения. Роль магмо- и рудоконтролирующих структур принадлежит, вероятнее всего, более молодым кольцевым вулкано-тектоническим структурам, которые охватывают и более высокий верхнепалеозойско-нижнемезозойский структурный этаж осадочного чехла.

Породы среднепалеозойского структурного этажа присутствуют в пределах пояса на весьма ограниченной площади: на северо-востоке — в Кемпендейском валу и сопряженной котловине и на юго-западе — в Присаянье. В них могут быть отмечены складки девонских отложений в районе ст. Камышет Восточно-Сибирской железной дороги и в Кемпендейских

структурах. Верхнепалеозойский и нижнемезозойский структурные этажи сложены осадочными и вулканогенными отложениями, слагающими Тунгусскую синеклизу. Ангаро-Вилюйский рудный пояс охватывает юго-восточную окраину бассейна, где мощность этих отложений невелика и они не образуют сколько-нибудь крупных самостоятельных структур. Чаще они вовлечены в дислокации совместно с нижнепалеозойскими породами. Контур верхнепалеозойской депрессии Тунгусского бассейна, показанный нами, вероятно, не охватывает полностью бассейна седиментации в верхнем палеозое, так как отдельные реликты верхнепалеозойских отложений сохранились и вне его. По нашему мнению, этот контур имеет определенное структурное значение, указывая на область регионального относительно постоянного погружения, чего нельзя утверждать для районов с локально сохранившимися пятнами верхнепалеозойских осадков. В структуре осадочного чехла в пределах рассматриваемой части Тунгусской синеклизы вполне отчетливо обособляется ее окраинная часть шириной около 50 км, сложенная преимущественно отложениями верхнего палеозоя, которые в виде моноклинали плавно погружаются (углы падения в первые градусы) в сторону внутреннего поля синеклизы. В бассейне р. Нижней Тунгуски средний градиент погружения моноклинали составляет 5—7 м на 1 км поперечного профиля. Близкие значения градиента погружения моноклинали отмечаются и в более южных районах. Структурный рисунок моноклинали осложнен рядом брахиантеклинальных и мелких куполовидных складок.

Значительную часть территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса слагает складчато-блоковое поле вулканогенных пород Тунгусской синеклизы. В структурном отношении оно является достаточно сложным за счет глыбовых дислокаций типа горстов, горст-антеклиналей и грабен-синеклиналей. Что касается нижнемезозойского, преимущественно вулканогенного, структурного этажа, то строение внутреннего поля Ангаро-Вилюйского рудного пояса в пределах развития вулканогенных образований оказывается более сложным, чем изображалось ранее.

Основными формами, создающими здесь структурный фон, являются структуры, выраженные в цоколе платформы и нижнепалеозойском структурном этаже — Чуньско-Вилюйское погребенное поднятие и Катаанга-Илимпейский прогиб, разделяющий вышеизложенное поднятие с Непско-Ботубинским.

Чуньско-Вилюйское погребенное поднятие, впервые выделенное В. Г. Домышевым (1968, 1974), прослеживается по ряду изолированных горстообразных выходов среднеордовикских отложений — начиная от бассейна р. Южной Чуни через р. Северную Чуню в северо-восточном направлении выходит на реки Иритку, Ейку и достигает бассейна р. Вилюй. Система разрывов, осложняющих это поднятие в том же направлении, отражает зону скрытого Катаанга-Илимпейского глубинного разлома, являющуюся северо-западным ограничением Ангаро-Вилюйского рудного пояса. Нижнемезозойский структурный этаж — туфогенная толща нижне- и среднетриасового возраста (в нижних горизонтах — пермо-триасовая) — дислоцирован преимущественно совместно с верхнепалеозойскими отложениями.

К таким дислокациям относятся пологие прогибы-мульды и поднятия в поле распространения верхнепалеозойских и триасовых пород — Чемальско-Илимпейский прогиб, Ванаварское и Чуньско-Таймурское поднятие и осложняющие их разрывы III—IV порядков, создающие передко складчато-глыбовый структурный план. Разрывы часто контролируют дайки долеритов. Такие нарушения особенно развиты в бассейне р. Илимпей и в междуречье Подкаменной Тунгуски (Катаанга) — Нижней Тунгуски. Поскольку эти дислокации охватывают верхний палеозой и туфогенную толщу, возраст которой не поднимается выше низов среднего триаса (нижнеюрские отложения ими не захватываются), то их возраст опре-

деляется второй половиной триасового периода. Предположительно тот же возраст имеют и своеобразные кольцевые вулкано-тектонические структуры, выделяемые В. Г. Домышевым (1968, 1974) и геологами Иркутского геологического управления в туфогенном поле Тунгусской синеклизы, Л. Г. Страховым и др. (1974; Страхов, 1975) в Ангаро-Илимском районе, в пределах которых установлены магнетитовые месторождения ирудопроявления, значительно различающиеся по формам и масштабам.

Вулкано-тектонические и вулкано-интрузивные структуры (кольцевые зоны дробления и кальдеры обрушения). На территории рудного пояса выделяются отдельные зоны, в которых широко развиты вулкано-тектонические структуры II порядка (очаговые) и вулкано-интрузивные структуры III порядка, наиболее характерные для железорудных районов юго-западной и центральной частей Ангаро-Вилойского рудного пояса: Ангаро-Илимского и Ангаро-Катского (см. рис. 3).

Большинство магнетитовых месторождений этих районов представляют собой рудоносные вулкано-интрузивные комплексы, в которые входят:

1) одна или несколько сближенных вулканических трубок, окруженных трещиноватыми зонами (трещины в основном радиального или субконцентрического плана);

2) депрессивная провальная структура, образованная в связи с явлениями усадки брекчий внутри трубок и обрушением блоков вмещающих пород по их бортам;

3) малые трапповые интрузии — дайки, штоки и жилы, заполняющие трещины во вмещающих породах;

4) рудные и скарновые тела и зоны развития более низкотемпературной гидротермальной минерализации, которые концентрируются внутри трубок в радиальных, реже субконцентрических трещинах и в субгоризонтальных трещиноватых зонах, развитых в опущенных блоках вблизи бортов трубок.

Рудоносные вулкано-интрузивные комплексы, а также отдельные трещинные рудопроявления магнетитов и безрудные вулканические аппараты группируются в кольцевые очаговые вулкано-тектонические структуры II порядка. На юге Сибирской платформы выделяется пять таких структур: Нерюнданская, Тубинская, Илимская, Окинская и Братская (Страхов, 1975).

В основу выделения этих кольцевых структур положено: а) закономерное расположение большинства рудоносных вулкано-интрузивных комплексов и отдельных магнетитовых проявлений по периферии замкнутых кольцевых фигур; б) закономерная ориентировка удлинения вулканических трубок (вытянутых и овальных форм) вдоль периметра этих кольцевых структур, что свидетельствует о соответственной ориентировке трещин-каналов, соединяющих трубки с очагами трапповой магмы; в) характер магнитного поля и форма некоторых структур фундамента платформы.

Наиболее четко выделяется Илимская кольцевая структура размером 75×80 км, по периферии которой располагаются месторождения: Коршуновское, Татьянинское, Пасмурное, Рудногорское, Горелая Сопка, Касьяновское с резко выраженной ориентировкой удлинения трубок по периметру кольца. На этой же кольцевой линии располагаются отдельные рудопроявления: Шестаковское, Читорминское, Ждановское с изометричной формой трубок и Верхне-Читорминское, Братское и Мельничное, структура которых не выяснена.

С севера к Илимской структуре примыкает Тубинская размером 100×120 км, в центральной части которой располагается Тубинское месторождение из трех трубок, ориентированных в одну линию в субмеридиональном направлении. Южная часть Тубинской и северная часть Илимской кольцевой структуры являются общими для них. Здесь располагается наиболее крупное из месторождений ангаро-илимского типа — Рудногор-

ское. По периферии Тубинского кольца располагаются рудопроявления: Усть-Граминское, Верхне-Бериапское, Бериапское, Коврижка-Поливская и группа трапповых вулканов (район Усть-Илима), в которых орудение не зафиксировано.

На севере Тубинская структура смыкается с Нерюндинской диаметром около 65 км, которая по периметру обозначена месторождениями: Маро-Юхтийским, Пономаревским, Нерюндинским, Спутник, Ка-паевским.

В западной половине Ангаро-Илимской железорудной провинции нет таких четко выраженных кольцевых структур, как в восточной. В Средне-Ангарском районе (Чесноков, 1971) месторождения, приуроченные к трубкам взрыва (Нижне-Ангарское, Тагарское, Восток, Отненское, Берябинское, Кузнецковское), располагаются по дугобразной линии, обращенной выпуклой стороной на северо-восток и совпадающей с простирацией Ангарских складок на поверхности и Братским валом в фундаменте платформы. В Ангарском районе Ковинская, Седановская, Материковские, Березовская, Краснояровская, Долоновская, Добчурская трубы расположены по дуге длиной около 200 км, обращенной выпуклой стороной на восток.

В центре Ангарского района можно выделить две овальные кольцевые структуры — Братскую и Окинскую. Месторождения, располагающиеся по периферии этих структур — Материковское, Кежемское, Степановское, Ермаковское, Краснояровское и Березовское, оконтуривают Братское кольцо размером 35×75 км, а Ермаковское, Добчурское, Долоновское, Краснояровское месторождения — Окинское кольцо размером 55×150 км. Краснояровское месторождение, располагающееся на стыке этих кольцевых структур, является наиболее крупным в районе.

Илимская кольцевая структура, наиболее четко обозначенная ориентировкой рудо- и магмоподводящих трещин-каналов, хорошо выражается и на карте магнитного поля аномалиями линейного характера и цепочками изометричных аномалий положительного знака. Другие кольцевые структуры не имеют столь выраженного отражения в магнитном поле, очевидно, в связи с тем, что располагаются в пределах зоны максимального распространения трапповых интрузий, где магнитные поля над трапповыми силами затушевывают влияние более глубоких и мелких секущих интрузий и рудных тел. Как общая закономерность, отмечается, что во внутренних частях кольцевых структур магнитное поле имеет более спокойный характер, чем по их периферии.

Под Окинской структурой выявлено пологое поднятие фундамента платформы (Савинский, Туголесов, 1971) аналогичной формы и так же вытянутое в субмеридиональном направлении, как и сама структура, но больших размеров. Под Братской кольцевой структурой такое поднятие фундамента совпадает с ней и по форме, и по размерам.

Вулкано-тектонические структуры II порядка в последнем десятилетии были описаны в северной и центральной частях Тунгусской синеклизы (Вязовов, 1967; Домышев, 1968, 1974; Митрошин, 1973). По форме и размерам они сопоставимы со структурами юга, но на севере кольцевые структуры проявляются расположенными по периметру дугобразными и полуколоцевыми дайками траппов, зонами интенсивной трещиноватости, брекчирования или минерализации, кластическими дайками и др. Внутренние части таких структур, как правило, опущены и заполнены пирокластами и лавой; иногда здесь фиксируются щитовые вулканы и вулканические трубы. Следовательно, на севере в верхнем структурном этаже эти структуры выражены значительно интенсивней, чем их аналоги на юге. Кольцевые структуры южной части располагаются в более низком структурном ярусе среди осадочных пород палеозоя и не имеют признаков проседания в своих центральных частях. Весьма существенны также вышеуказанные различия в характере геологических тел, развитых по периферии кольцевых структур севера и юга.

Несомненно, что для всех вулкано-тектонических кольцевых структур II порядка основная причина их образования общая: разрядка напряжений в надочаговой зоне, вызванная или увеличением давления в магматическом очаге (вспучивание и расширение кровли), или уменьшением этого давления (просадка) в связи с убылью магматических масс в процессе извержения (Оффман, 1959; Домышев, 1968, 1974; Святловский, 1973).

Главные причины различий между проявлениями вулкано-тектонических структур севера и юга платформы заключаются, по-видимому, в относительно большей глубине промежуточных магматических очагов и своеобразии глубинной дифференциации трапповой магмы на юге. Основанием для такого предположения служат следующие данные. Общеизвестные факты широкого развития лавовой фации траппов на севере Тунгусской синеклизы логически увязываются с относительной близостью к поверхности периферических магматических очагов, ибо чем ближе периферический очаг к поверхности, тем больше вероятность излияния из него лавы. Это мнение подкрепляется находками трещинных вулканических аппаратов и щитовых вулканов (Иванова, 1973). На это же указывает и развитие депрессий внутри кольцевых структур на севере, так как просадка кровли над очагами может проявиться на поверхности только в том случае, если ее мощность не превышает нескольких километров (Мархинин, 1970).

Отсутствие вулканических трубок и других вулканических аппаратов центрального типа по периферии кольцевых структур служит своеобразным подтверждением относительно неглубокого расположения магматических очагов, так как в этом случае кольцевые трещины образуются в результате компенсационного проседания кровли, т. е. уже после извержения вулканов и после образования вулканических трубок. Просадочные кольцевые трещины, следовательно, могут быть вместилищем остаточной магмы или постмагматических продуктов. В вулканических трещинах просадочного происхождения, как правило, не должно быть трубок и вулканических жерл, что и наблюдается фактически на севере Тунгусской синеклизы. Это же отмечается и на примере многих вулканических кальдер как современных, так и древних.

Трудно ожидать массового развития вулканических аппаратов центрального типа в случае неглубокого расположения магматического очага. Даже в том случае, если кольцевые структуры образуются в период вздыmania кровли над очагами, возникающие при этом трещины легко открываются вследствие малого всестороннего давления, что способствует утечке газов из магмы, а не их скоплению, необходимому для взрывного извержения. Облегченность выхода на поверхность магматического расплава должна приводить к трещинным извержениям с небольшой долей выброса пирокластов. В таких случаях наиболее вероятно образование щитовых вулканов не по кольцевым трещинам, а по радиальным, как наиболее проницаемым, что и наблюдается в действительности (Митрошин, 1973).

Все эти признаки близости магматических очагов к поверхности полностью отсутствуют на юге Сибирской платформы, где минимальная их глубина определяется примерно в 8–15 км (Страхов, 1971). Проявление на поверхности по периферии кольцевых структур юга только вулканических трубок и вулкано-интрузивных комплексов объясняется тем, что прорыв флюидов и магмы из глубоких магматических очагов возможен при непременном условии скопления больших количеств вулканических флюидов. Благодаря упругости магматических газов становится возможным превращение тепловой энергии в кинетическую. Перегретые и сжатые под давлением в несколько килобар газы обладают огромной пробивной силой и могут прорываться на поверхность, увлекая за собой частицы расплава и обломки боковых пород. При этом необходима также благоприятная тектоническая обстановка растяжения земной коры (Домышев, 1968; Страхов, 1971).

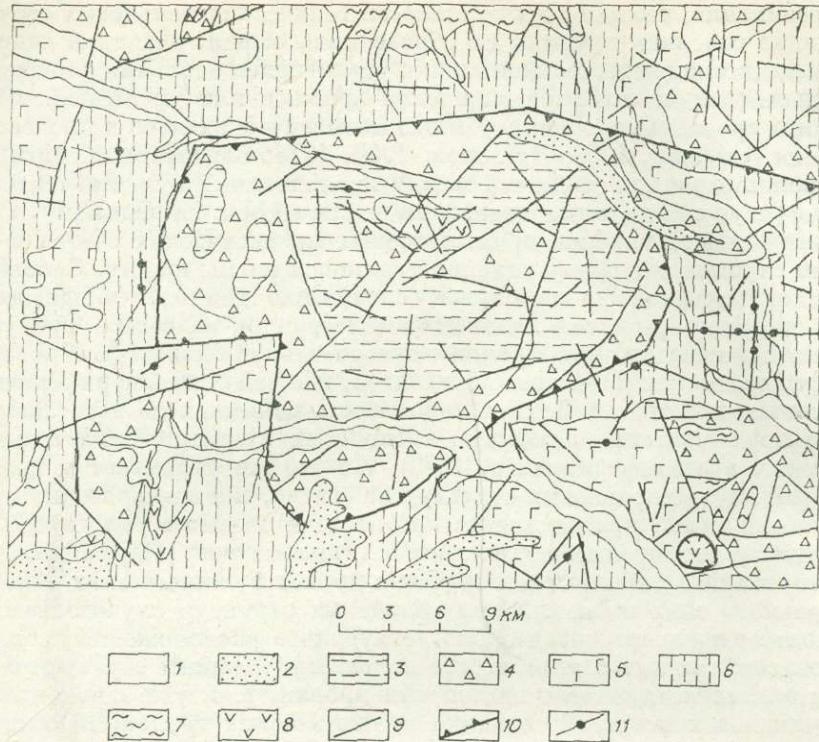


Рис. 4. Схема геологического строения Нижнекочемской вулканоструктуры (составили Р. Ю. Андреев и М. А. Метелкин):

1 — аллювиальные образования — пески, суглиники, супеси (Q_{IV}); 2 — нижнеюрские конгломераты, галечники, пески (J_1cj); 3 — туффиты, туфы, туфопесчаники верхнекорунчанская подсвиты (T_1kr_1); 4 — туфы крупнообломочные и глыбово-агломератовые нижнекорунчанской подсвиты (T_1kr_1); 5 — туфы крупнообломочные, лапиллические, реже агломератовые нижнекорунчанская подсвиты (T_1kr_1); 6 — туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты тутончанской свиты (T_1tt); 7 — песчаники, аргиллиты, алевролиты дегалинской свиты (F_2dg); 8 — долериты (B_1T_1); 9 — разломы установленные; 10 — контуры вулканоструктур; 11 — железорудные проявления.

Ниже мы приведем примеры различного строения, морфологии и размеров отдельных вулкано-интрузивных аппаратов и вулкано-тектонических структур, развитых в вулканогенном поле (Ангаро-Илимский рудоносный тип этих структур описан в литературе неоднократно).

В последние годы в результате проведения геологической съемки, геофизических работ, бурения скважин (до 0,5 км), а также фациального анализа вулканогенных образований геологами Иркутского и Красноярского геологических управлений Министерства геологии РСФСР выявлены многочисленные вулканоструктуры различного порядка и жерловины отдельных палеовулканов. Впервые для данного района подобные структуры были намечены и изучены М. М. Одинцовым и А. П. Труфовой (1948).

Вулканоструктуры в плане имеют овальную или округлую форму размером в поперечнике от 3 до 30 км. Они нередко фиксируются по периметру кольцевыми и дугообразными дайками долеритов, зонами дробления пород и проявлениями гидротермальной минерализации. В магнитном поле они подчеркиваются высокими сложнодифференцированными значениями ΔZ по их краевым частям и более спокойным характером во внутренних частях структур, т. е. концентрически-зональным строением. Вулканоструктуры приурочены к глубинным зонам разломов и особенно к узлам их пересечения. В большинстве случаев они являются как рудоконтролирующими, так и рудовмещающими структурами.

Примером такой сложно построенной вулкано-тектонической структуры с кольцевыми и радиальными разломами, выявленной при комплексной геологической съемке под руководством Р. Ю. Андреева и М. А. Метелкина, является Нижнекочемская (рис. 4), расположенная на водораздельной части Нижней Тунгуски и Илимпей в месте сочленения Нижнетунгусской и Апкинской зон разломов.

В плане она имеет изометричную форму размером до 30 км в диаметре и представляет собой кальдеру обрушения, выполненную мощной (не менее 500 м) толщей вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород корвунчанской свиты. Краевая часть Нижнекочемской структуры характеризуется высокointенсивным сложнодифференцированным магнитным полем (от -1000 до +5000 гамм). Здесь развиты глыбово-агломератовые туфы, участками со следами гидротермальной проработки, нередко имеющие высокое остаточное намагничение (до 27×10^{-3} СГС при магнитной восприимчивости $700-2000 \times 10^{-6}$ ед. СГС). Мощность их достигает 100 м.

Центральная часть структуры характеризуется слабодифференцированным положительным магнитным полем меньшей интенсивности от 200 до 2000 гамм. Здесь развиты вулканогенно-осадочные породы (туффиты, туфопесчаники, туфы), в центральной части прорванные жерловым телом долеритов. Через всю структуру пройден один профиль гравиметрических и магнитометрических исследований. В итоге этих работ выявлены гравитационные аномалии и положительная магнитная аномалия до 20 000 гамм, которые часто совпадают.

При проверке этих аномалий колонковыми скважинами вскрыты два проявления магнетитовых руд. В северо-западной краевой части структуры скв. 5058 (в интервале 144—263 м) вскрыты скарнированные туфы с нитевидными прожилками и рассеянной вкрапленностью магнетита. В северной краевой части скв. 5060 на глубине 5—9 м вскрыта жила магнетита с углом падения 75—80°. Гравитирующая масса этими скважинами не вскрыта, она находится за пределами глубин 200—450 м.

На поверхности большое количество проявлений магнетитовых руд и зон гидротермально измененных пород локализуется по серии радиальных и дугообразных нарушений, окаймляющих Нижнекочемскую структуру (рис. 5). Эти нарушения являются элементами вулканической тектоники. Пространственное размещение рудообразований в пределах вулкано-тектонической структуры и по ее периферии определяется как разрывной тектоникой, так и наличием экранирующих пород на глубине. Экранирующими породами здесь, вероятнее всего, являются пластовые тела долеритов, внедрившиеся в слоистые породы пермо-карбона от выводных каналов палеовулканов. Постмагматические рудоносные флюиды, проникая по выводным каналам, при встрече с силлами долеритов распространялись по латерали. Таким образом, налицо все признаки вулкано-тектонической структуры, которая трактуется нами как кальдера надочагового обрушения. Центральная часть структуры, выполненная вулкано-осадочными образованиями, имеет изометричные в плане очертания, повсеместные тектонические ограничения и, видимо, также является кальдерой, вложенной в главную.

В современном рельфе Нижнекочемской вулканоструктуре соответствует овальная морфоструктура кальдерного типа с попечником 15 км.

Другая палеовулканическая структура меньшего размера и своеобразного строения расположена на левобережье среднего течения р. Нижней Кочемы в бассейне руч. Озеркового. В плане она представляет собой почти правильную кольцевую структуру размером $3,1 \times 3,6$ км. Внешняя кальдерная зона выполнена в западной своей части слабодифференцированными оливиновыми долеритами, в восточной — гранат-везувиановыми скарнами и метасоматическими образованиями кремнисто-кальцитового состава. Внутреннее поле структуры сложено переслаивающимися между собой туфопесчаниками, туфоалевролитами и туфоаргиллитами верхней

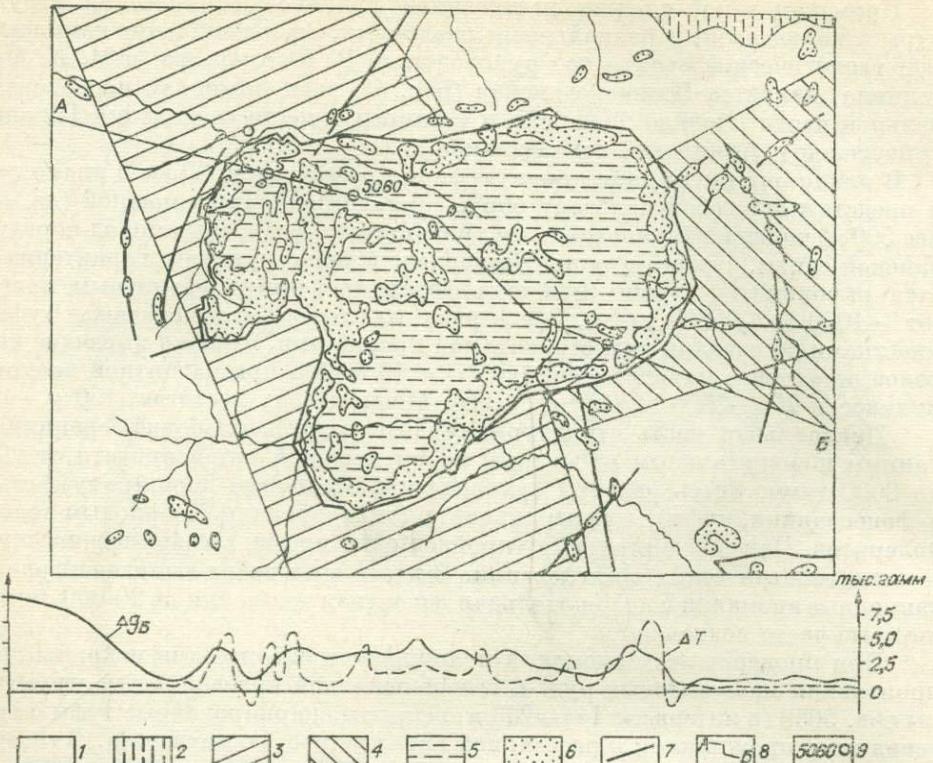


Рис. 5. Пример выделения вулканоструктуры (Нижнекочемской) по аэромагнитным данным (станция АММ-13, высота полета 60 м) (составили Р. Ю. Андреев и М. А. Метелкин):

1 — спокойное магнитное поле ± 100 гамм над осадочно-вулканогенными образованиями; 2 — мозаичное магнитное поле интенсивностью 300—1500 гамм; 3 — область повышенного магнитного поля интенсивностью 800—1000 гамм, соответствующая Нижнетунгусскому глубинному разлому; 4 — широкая полоса сложнодифференцированного магнитного поля интенсивностью 200—1000 гамм, совпадающая с Апкинским глубинным разломом; 5 — сложнодифференцированное магнитное поле интенсивностью 500—1000 гамм центральной части вулканоструктуры; 6 — сложные магнитные поля интенсивностью 1000—5000 гамм краевой части вулканоструктуры; 7 — разрывы, выделенные по сумме геофизических признаков; 8 — профиль наземных гравимагнитных исследований; 9 — скважины колонкового бурения.

подсвиты корвунчанской свиты, участками гидротермально переработанными. Центр структуры подчеркивается миндалекаменными долерито-базальтами и базальтами, выполняющими кратерную кальдеру, границы которой фиксируются полукольцевой зоной кремнисто-карбонатных метасоматитов. В западной части на границе структуры выявлен локальный участок развития агломератовых туфов со следами фумарольной проработки, которые указывают на местоположение паразитического жерла. В пределах внутреннего поля структуры обнаружен ряд концентрических и радиальных разрывных нарушений, частично выполненных дайками долеритов.

Структура четко выделяется в магнитном поле в виде кольцевой плоскодной аномалии интенсивностью 500—1000 гамм.

Обе изученные нами в качестве примеров вулканоструктуры первоначально были выделены при анализе магнитных полей в камеральный период и уже в полевых условиях получили свое геологическое толкование. Аналогичным способом был изучен целый ряд и других вулканоструктур, что позволяет нам считать данный метод вполне надежным.

Весьма интересная с точки зрения строения и состава вулкано-интрузивная структура изучена также в бассейне р. Нижней Тунгуски (среднее

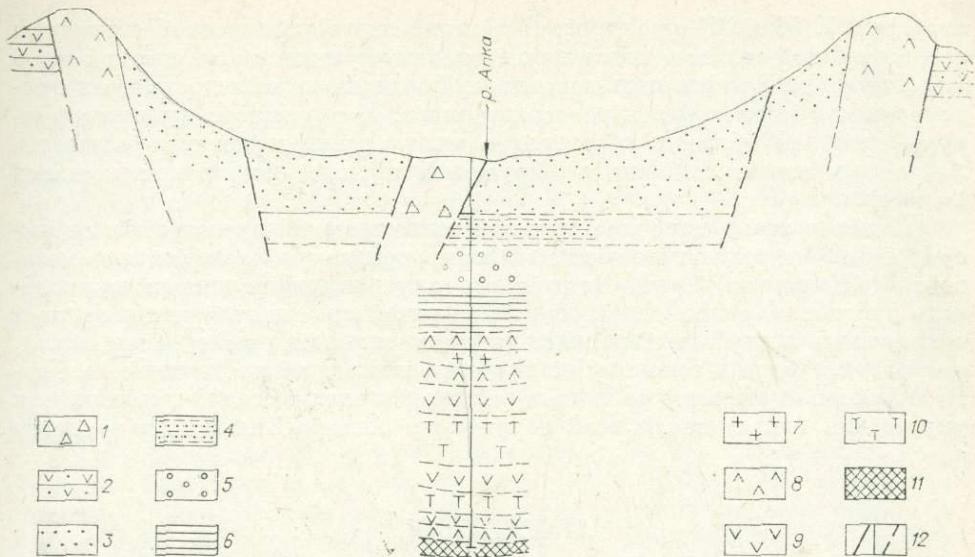


Рис. 6. Схема строения структуры «Кольцо» (м-б: верт. 1 : 10 000, гор. 1 : 50 000):

1 — туфы агломератовые жерловой фации со следами фумарольной проработки; 2 — туффиты туфопесчаники тутончанской свиты (T_1tt); 3 — песчаники дегалинской свиты (P_2dg); 4 — переслаивание песчаников, алевролитов, аргиллитов пелятинской свиты (P_2t^1); 5 — песчаники бургуклинской свиты (P_1br); 6 — алевролиты, аргиллиты катской свиты (C_2-kf); 7 — габбро-долериты субщелочные пегматоидные с гранофиром; 8 — долериты мелкозернистые оливинсодержащие и безоливиновые; 9 — долериты оливиновые от мелко- до крупнозернистых с биотитом и кварцем; 10 — долериты средне- и мелкозернистые троктолитовые; 11 — порфировые микродолериты; 12 — разрывные нарушения (достоверные и предполагаемые).

течение р. Апки). Здесь в поле развития осадочно-вулканогенных пород тутончанской свиты выявлены две крупные кольцевые дайки оливиновых долеритов, внутренние поля которых сложены песчаниками дегалинской свиты (P_2dg). В 1975 г. в центральной части структуры «Кольцо» (рис. 6) одной из партий геологосъемочной экспедиции Иркутского геологического управления была пробурена скважина глубиной 400,5 м, которая вскрыла (сверху вниз) туфы и туфобрекции предположительно жерловой фации (в интервале 0—38,8 м), отложения дегалинской (38,8—60,8 м) и пелятинской (60,8—89,6 м) свит верхнепермского возраста, бургуклинской свиты нижнепермского (инт. 89,6—135,3 м) и катской свиты средне-верхнекарбонового возраста (135,3—180,9). В разрезе бургуклинской свиты установлено наличие одного секущего (падение 30°) и двух горизонтальных трапшовьих тел, а в интервале 180,9—400,5 м вскрыта интрузия расслоенных дифференцированных долеритов, разрез которой будет приведен при описании траппов как, пожалуй, единственной дифференцированной интрузии, вскрытой в пределах вулканогенной толщи рудного пояса.

Можно было бы продолжить характеристику многочисленных структур вулкано-тектонического происхождения, развитых в других районах Ангаро-Вилюйского рудного пояса, но ввиду того, что во многом строение их аналогично, мы ограничимся вышеописанными.

В заключение следует сказать, что в туфогенном поле мы видим главным образом сочетание различных по морфологии вулканоструктур: базальтовых палеовулканов, вулкано-интрузивных аппаратов, кольцевых, полукольцевых интрузивных комплексов и зон дробления с наложенными гидротермально-метасоматическими рудопроявлениями в сфере влияния их. Поэтому здесь, так же как и в Ангаро-Илимском районе, на наш взгляд, вполне справедливо выделение более крупных (II порядка) вулкано-тектонических структур.

Максимум вулканической активности в рудном поясе приходится на пермь и триас, определяя и время формирования вышеизванных вулкано-

структур I, II и III порядков. Формирование тектонической структуры вулканогенной толщи и подстилающих ее слоев находится в прямой зависимости от количества излившегося, выброшенного и внедренного в приповерхностные слои базальтового расплава. В результате вулканоструктуры главным образом кальдерного типа формируются как следствие локальных компенсационных обрушений кровли над промежуточными очагами.

К этому этапу наиболее крупной тектонической перестройки структурного плана осадочного чехла мы приурочиваем и формирование мезозойского (юрского) Саяно-Вилюйского внутриплатформенного наложенного прогиба. В современной структуре чехла юрские отложения прогиба сохранились в глубоких впадинах (песчано-глинистая чайкинская свита), располагающихся в основном по простиранию осевой части зоны Ангаро-Вилюйского глубинного разлома и на водоразделах (песчано-галечниковая укугутская свита) почти всей территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса.

МАГМАТИЗМ

При рассмотрении базитового магматизма юга Сибирской платформы, куда непосредственно входит Ангаро-Вилюйский рудный пояс, всегда возникали затруднения в определении его возраста, взаимосвязи с тектоникой, а также эволюции во времени и пространстве. В вопросах связи магматизма со структурами мы придерживаемся главного положения учения Н. С. Шатского (1932), считая вслед за ним, что магматизм в своем зарождении и эволюции в пространстве тесно связан со структурами и региональными тектоническими швами древнего заложения как в системе краевого ограничения, так и в цоколе самой платформы. Если в структурах обрамления платформы достаточно четко различаются байкальская и каледонская складчатости со свойственными им магматическими проявлениями и металлогенией, то на платформе мы испытываем значительные трудности в расшифровке цикличности структурного развития и магматизма. Приимая за основу гетерогенность строения фундамента, т. е. наличие в нем разнородных древних (PR) вещественно-структурных зон и вулкано-магматических комплексов, локализующихся в определенных поясах, считаем, что в последующем идет их усложнение, унаследованное за счет активизации древних тектонических швов в цоколе ее, сопровождающееся разнообразным по составу магматизмом.

В связи с такой постановкой вопроса ранее нами (Домышев, Владимиров, 1971; Домышев, 1974; Одинцов и др., 1974) был сделан вывод о циклическом развитии магматизма юго-запада Сибирской платформы. В настоящее время магматические формации подразделены в соответствии со структурно-тектоническим районированием на: магматические формации позднедокембрийских перикратонных областей, формации стабильной части платформы (кратона), формации среднепалеозойских активизированных зон складчатого обрамления и платформы. В соответствии с поставленной задачей исследования мы не будем много внимания уделять магматическим формациям различного состава, развитым в системе докембрийских краевых прогибов и среднепалеозойских активизированных зон, и ограничимся лишь общей их характеристикой.

ПОЗДНEDОКЕМБРИЙСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Структурно-тектонические условия докембрийских краевых прогибов (миогеосинклиналей) на юго-западе платформы способствовали формированию габбро-диабазовой, трахигабазальтовой, щелочно-базальтоидной и

щелочно-ультраосновной формаций. Перечисленные магматические формации охватывают длительный период от 1100 до 600 млн. лет, т. е. поздний рифей — ранний кембрий. Их структурная позиция определяется главным образом краевым структурным швом платформы, по периметру которого развивалась система краевых прогибов (миогеосинклинального типа). Приурочиваясь в основном к начальному этапу прогибания и заключительной глыбовой орогении, базальтовый и щелочно-базальтоидный магматизм контролируется системой глубинных разломов двух главных направлений: Саяно-Енисейским и Саяно-Байкальским, хотя нами в Присаянье выделены и частные магмоконтролирующие структуры субширотного направления (Домышев и др., 1973; Домышев, 1976).

В позднерифейский тектономагматический цикл базитовый магматизм в Присаянском прогибе эволюционировал от габбро-диабазового персинского комплекса через трахибазальтовый кременщетский до щелочно-ультраосновных пород белозиминского комплекса.

В пределах восточной части Енисейского кряжа наблюдается та же картина эволюции магматизма — от габбро-диабазового токминского комплекса через трахибазальтовый ведугинский до чапкинского щелочно-базальтоидного. Геология и петрохимическая характеристика магматизма позднего докембрая в системе краевых прогибов Сибирской платформы описаны достаточно полно (Корнев и др., 1974; Домышев, 1976). Каледонский тектономагматический цикл в пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса и смежных районов Сибирской платформы не сопровождался базитовыми магмопроявлениями, ограничившись деформациями осадочного чехла и возможно блоковыми движениями в фундаменте.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Среднепалеозойский цикл по времени своего проявления (девон — карбон) соответствует наиболее ранним этапам развития герцинской складчатости в обрамлении платформы и является, по нашему мнению, результатом раннегерцинской эпохи активизации платформы в связи с движениями в смежных орогенических областях. Сменив эпоху формирования геосинклинальных каледонид и нижнепалеозойского осадочного этажа платформы, среднепалеозойская (раннегерцинская) тектономагматическая активизация проявилась почти исключительно в перикратонной части платформы, обладая сквозьструктурным характером развития и преимущественной принадлежностью магматических пород к трахибазальтовой, субщелочной (траптовой) формациям.

В пределах Сибирской платформы (в северо-восточной окраине рудного пояса) получили развитие траптовая и трахибазальтовая формации со свойственными им обеим дайковыми, трубочными, покровными и реже силловыми формами внедрения (Масайтис и др., 1975). Обе формации, отличающиеся от траптовой (платобазальтовой) формации Тунгусского бассейна повышенной щелочностью, структурно подчинены выделяемому В. Л. Масайтисом среднепалеозойскому «Патомско-Вилюйскому авлакогену», занимая совершенно различные его части. Трахибазальтовая формация в отличие от субщелочной (толеит-базальтовой) занимает ограниченное положение, развивааясь вне рудного пояса.

О магматизме среднего палеозоя по внутренней части Ангаро-Вилюйского пояса мы можем судить лишь по весьма отрывочным данным: наличию кислых и щелочных туфов в разрезе верхнедевонских — нижнекаменноугольных (?) отложений в бассейне р. Ангара (Ильюхина, 1960), в верховьях р. Мархары (Соловьева, Никаноров, 1961). На возможность существования интрузивной фации траптов среднепалеозойского возраста (326—356 млн. лет по K/Ar) указывает М. Ф. Кузнецов и др. (1971). К ним отне-

сены известково-щелочные и щелочные долериты Каркаунского и Анадеканского силлов. Эти данные, как и наличие трахибазальтов в бассейнах рек Мыдарма, Мура, Тушама, Кова и Ангаро-Ковинского междуречья (Кандер и др., 1974) с необычной для трапповой формации золото-серебряной и молибденово-оловянной минерализацией, позволяют предположить распространение среднепалеозойского трахибазальтового и субщелочного траппового магматизма в пределах Иркутского амфитеатра. Толеит-базальтовая (субщелочная) формация этого возраста получила развитие в силлах и дайках не только в северо-западном и южном обрамлении Патомско-Вилюйского авлакогена, но, возможно, и в пределах Ботуобинской седловины (Масайтис и др., 1975), в бассейне рек Нюя (Геологическая карта..., 1975), Вакунайка и близлежащей части бассейна р. Нижней Тунгуски, т. е. в пределах Тунгусской структурно-вулканической области и, в частности, в Ангаро-Вилюйском рудном поясе, но масштабы проявления среднепалеозойских базальтоидов на этой территории определить пока трудно.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ — РАННEMЕЗОЗОЙСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

При современном уровне исследования магмообразования и распространения базитовых ассоциаций во времени и пространстве, многие вопросы связи эволюции базитового магматизма со структурным развитием регионов остаются далеко не решенными. В этом легко можно убедиться на примере изучения траппового магматизма и связанный с ним металлогенией на Сибирской платформе, в южной части которой располагается Ангаро-Вилюйский рудный пояс (см. рис. 1).

Основы петрологического изучения сибирских траппов на современном уровне были разработаны В. С. Соболевым (1936). А. П. Лебедеву (1955) принадлежит схема подразделения магматизма на фазы по морфологии и характеру залегания трапповых тел: 1) фаза мощных пластовых интрузий; 2) мощных даек, штоков и лакколитов; 3) мелких жильных и неправильных тел; 4) мощных эфузий, создавших лавовый комплекс.

Позднее многие исследователи предлагали и обосновывали свои схемы выделения фаз траппового вулканизма в возрастном интервале — поздний палеозой — средний мезозой, отмечая связь отдельных этапов вулканического процесса как с нисходящими, так и с восходящими движениями земной коры (Лурье, Обручев, 1955; Солоненко, 1949; Одинцов, 1957₂).

Позднее М. Л. Лурье и др. (1960, 1966) в региональном плане выделили несколько этапов трапповой вулканической и магматической деятельности, а в последнее время даже крупных циклов, начиная с протерозоя и до мезозоя включительно (Масайтис и др., 1971; Масайтис, Старицкий, 1974).

По мнению же В. И. Гоньшаковой (1961), трапповый магматизм проявлялся в промежутке от нижнего кембрия до нижней юры включительно, при этом имело место пять тектономагматических фаз, из которых наиболее мощной была мезозойская фаза магматизма (T_1).

Нами (Домышев, 1968, 1974) для южной части Сибирской платформы была предложена следующая схема тектономагматической активизации на фоне дифференцированных движений:

1) начальная фаза (C_1 — C_3) заложения Тунгусской синеклизы — активизация глубинных разломов; 2) предтуфовая (P_2) — внедрение значительной массы базальтовой магмы в низы осадочного чехла, формирование гипабиссальных интрузий и спорадический взрывной вулканизм; 3) туфовая (P_2 — T_1) — максимум развития эфузий и эксплозий в пределах Тунгусской синеклизы; 4) интрузивная (T_1) — дифференцированные, слабо- и недифференцированные траппы; 5) фаза заключительных прояв-

лений вулканизма (T_2) и гидротермально-метасоматической деятельности ($T_2 - J_1$).

В зависимости от тектоники и литологического состава осадочного чехла в частных структурах платформы наблюдается преобладание той или иной формы интрузивных тел траппов. Так, в пределах Ангаро-Ленского палеозойского прогиба, входящего в юго-восточную часть Ангаро-Вилюйского рудного пояса и сложенного слоистыми карбонатно-соленосными и карбонатно-терригеническими толщами кембрия — силура, развиты преимущественно межпластовые силлы и лишь в приповерхностных слоях наблюдаются формы смешанного типа — пластово-секущие и редко дайковые тела. Наибольшее морфологическое разнообразие интрузивных тел отмечается в пределах юго-восточного борта Тунгусской синеклизы, совпадающей с зоной Ангаро-Вилюйского глубинного разлома. Помимо вышеуказанных форм здесь широко развиты штокообразные и трубочные тела. В районах пояса, сложенных вулканогенными образованиями и континентальными отложениями верхнего палеозоя с менее выраженной слоистостью, преобладающими являются штокообразные, неправильные, кольцевые и секущие тела траппов различной ориентировки.

В наиболее погруженных участках платформы в Мурской и Тушамской впадинах (юго-западный фланг) широко и многоярусно распространены мощные силлы траппов, залегающие на разных стратиграфических уровнях нижнего и верхнего палеозоя.

Кроме мощных и многоэтажных, распространяющихся на большие расстояния трапповых силлов, на территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса широко развиты малые трапповые интрузии — пластовые залежи, лакколиты, дайки, жилы и штоки, сосредоточенные в основном вблизи железорудных месторождений. Эти интрузии входят в рудоносные вулкано-интрузивные комплексы как характерная деталь их геологического строения. Дайки и жилы заполняют трещины разрыва и потому имеют, как правило, зигзагообразную конфигурацию и неровные контакты с вмещающими породами. Мощность даек и жил траппов, располагающихся внутри вулканических трубок, широко варьирует от 1 дм до 10 м и более. Чаще всего секущие трапповые тела этого типа приурочены к краевым зонам трубок, реже отмечаются в их субцентральных частях. Мощность некоторых внутритрубочных трапповых жил резко уменьшается с глубиной. Так, например, на северо-восточном фланге Краснояровского месторождения дайка, протягивающаяся по контакту трубки с породами силура, уменьшается в мощности с 30 м на поверхности до 1 м на глубине 250 м (Ангаро-Илимские железорудные месторождения..., 1960).

За пределами трубок трапповые жилы заполняют радиальные трещины во вмещающих осадочных породах и образуют раздувы (штоки) в местах пересечения их с субконцентрическими трещинами. Реже дайки приурочиваются к диагональным и субконцентрическим трещинам.

Кроме вышеупомянутых особенностей, чрезвычайно характерным является сгущение малых секущих трапповых интрузий на участках проявления рудоносных интрузивно-вулканических комплексов. Наиболее ярким примером этого может служить рудоносный интрузивно-вулканический комплекс Нерюнда — Спутник. В окрестностях этих двух месторождений в радиусе до 5—6 км фиксируются несколько десятков самых разнообразных по форме и размерам секущих трапповых тел. В этом случае исключительно интенсивное развитие секущих трапповых тел, вероятно, объясняется внедрением послетрубочного траппового силла, от которого упомянутые малые интрузии ответвляются вверх, используя трещины, образовавшиеся вокруг трубок в результате компенсационных опусканий.

В районах, где трапповые силлы близко подходят к поверхности, существуют также дайки и штоки траппов, не связанные с вулкано-интрузивными комплексами. Они используют для своего проникновения вверх различные трещины тектонического происхождения. Но там, где силлы

скрыты на больших глубинах, выходы малых трапповых интрузий на поверхность наблюдаются почти исключительно в трубках и окружающих их породах (Илимская кольцевая структура).

Геолого-петрографическая характеристика траппов. О расчленении траппов по степени и типу дифференциации можно назвать достаточно много работ различных исследователей как по регионам, так и по отдельным районам и даже интрузивам в пределах Ангаро-Вилуйского рудного пояса (Левинсон-Лессинг и др., 1932; Униксон, 1934; Соболев, 1936; Лебедев, 1955, 1957; Лурье и др., 1955, 1962; Гоньшакова, 1961, 1962; Владимиров, 1959, 1962; Феоктистов, 1961; Феоктистов и др., 1975; Масайтис, 1955, 1958).

На конкретных интрузивах в Среднем Приангарье и Ангаро-Илимском районе была показана довольно глубокая дифференциация базальтового расплава в силлах. Было установлено значительное разнообразие траппов, нередко создающих слоистое строение интрузивных тел, выражющееся в чередовании в вертикальном разрезе структурно-минералогических разновидностей: от троктолитовых (обычно в низах мощных тел) долеритов через офитовые до гранофиров (конечного продукта дифференциации). Сравнения многочисленных химических анализов подтвердили разнообразие траппов, обусловленное фракционно-кристаллизационной дифференциацией. Соответственно изменяется и состав главных породообразующих минералов траппов — плагиоклаза и пироксена. Основность плагиоклаза в направлении от кровли к подошве повышается с одновременным уменьшением железистости пироксена и оливина (Феоктистов, 1961). Б. М. Владимировым (1962) был четко определен прогрессивный тип дифференциации траппов на примере Падунского и Маргудольского интрузивов, в которых породы средней стадии кристаллизации магмы обогащены железом, а конечной — кремнекислотой и щелочами.

Существующие в настоящее время классификации базируются, как уже было сказано, на структурно-минералогических признаках и петрохимических особенностях пород. В схеме подразделения траппов в региональном плане, на наш взгляд, должны учитываться условия структурного развития отдельных районов (подвижность и стабильность, сжатие и растяжение земной коры). Структурно-тектонические условия, очевидно, являлись главными факторами, определяющими тип дифференциации и, следовательно, минеральный состав и химизм исходных магм.

В пределах Ангаро-Вилуйского рудного пояса развиты как дифференцированные, так и слабо- и недифференцированные тела траппов, относящиеся по схеме М. Л. Лурье и др. (1962, 1964) к третьей интрузивной фазе, наиболее мощной и довольно однообразной по составу (катангский, ангарский, кузьмовский и амовский комплексы). Как показано М. Л. Лурье и др. (1962), эти «комплексы» на юге Сибирской платформы преобладают по своему объему, и по химизму в среднем мало отличимы от среднего состава платобазальта (по Дели). За магмотип нормальных траппов ими принят «катангский» комплекс, слагающий различные по морфологии недифференцированные тела (силлы, дайки, дискордантные интрузии) в палеозойском осадочном чехле и в раннемезозойских вулканогенных образованиях юга Сибирской платформы.

В последние годы большинство из вышеназванных исследователей (Структуры..., 1976), изучавших породы трапповой формации Сибирской платформы, при классификации их отказались от применения термина «комплекс» и совершенно правильно, на наш взгляд, предложили другой — «тип интрузий», хотя надо заметить, что принципиальная схема типизации дифференцированных интрузивов была предложена несколько раньше коллективом Норильской экспедиции НИИГА (Додин, 1974; Архипова, Наторхин, 1974). Типы интрузий, как представляется, характеризуются не только группировкой тел траппов, но и определенным набором структурно-минералогических разновидностей пород и, прежде всего, общими

петрохимическими особенностями исходной трапповой магмы. Несомненным фактором, определяющим тип интрузии, мы считаем также структурно-тектонические условия его формирования.

В этом легко можно убедиться, если сравнивать такие разные районы, как Норильский и Ангаро-Илимский. Для первого, как известно, характерен пикрит-габбро-базальтовый состав дифференцированных интрузий. Этот тип интрузий пространственно сопряжен с краевой тектономагматической (вулкано-интрузивной) депрессией глубокого заложения на северо-западе Сибирской платформы. Во втором же районе, как и по всему югу и центральной части Сибирской платформы, развиты интрузии и эфузивы базальт-габбро-долеритового состава с широким рядом структурно-минералогических разновидностей пород в интрузивной фации. Многочисленность же структурно-минералогических разновидностей интрузивных и субэфузивных траппов в различных тектонических условиях и вынуждает сейчас выделять типы интрузий под местными названиями.

Как известно, породы трапповой формации в различных фациях являются продуктами глубинного базальтового расплава, многократно внедрявшегося в осадочный чехол в период поздней перми — раннего и низов среднего триаса включительно.

Достаточно полная петрографическая, минералогическая, петрохимическая характеристика для силлов юго-западной части платформы дана Г. Д. Феоктистовым и др. (1975, 1976). Траппы мощных силлов разделяются на явно или скрыто расслоенные, т. е. дифференцированные слабо и недифференцированные «*in situ*» — в относительно закрытой камере силла, который медленно остывал на глубине от 0,5 до 4 км. При этом единый магматический расплав мог дать целый ряд разновидностей пород в каждом силле. Но, чтобы убедиться, насколько велика разница в степени дифференциации этих силлов, воспользуемся данными по химизму пород Г. Д. Феоктистова (1976).

Как видно из табл. 1, траппы силлов по химическому составу мало различимы между собой.

По степени дифференциированности нижние силлы оказываются менее дифференцированными, но характеризуются несколько большей основностью и щелочностью, чем верхние. Поэтому есть основание относить траппы многоэтажных интрузий, залегающих в осадочном чехле юга Сибирской платформы, как к катангскому, так и к ангарскому типу.

Если вышеизложенные силлы в низах чехла, как уже говорилось, имеют региональное площадное распространение и довольно выдержанное строение, то интрузивные тела, прорывающие отложения среднего — верхнего палеозоя и нижнего мезозоя в бассейне р. Муры, междуречье Ковы и Ангары, крайне не выдержаны по мощности и внутреннему строению. Траппы здесь слабо дифференцированы как в мощных в основном пласто-

Таблица 1

Оксид	1	2	3
SiO ₂	48,36	48,82	47,37
TiO ₂	1,93	2,44	2,02
Al ₂ O ₃	14,88	13,09	13,90
Fe ₂ O ₃	3,85	5,33	3,12
FeO	9,83	9,94	12,27
MnO	0,19	0,23	0,23
MgO	5,71	5,71	5,82
CaO	10,17	10,00	9,74
Na ₂ O	2,88	2,63	3,41
K ₂ O	0,54	0,81	0,66
H ₂ O ⁺	0,99	0,61	0,72
P ₂ O ₅	0,17	0,14	0,21
Сумма . . .	99,50	99,75	99,47
Число анализов	15	16	20

Приимечание. Силлы: 1 — Толстомысовский,
2 — Падунский, 3 — Усольский.

восекущих телах, так и в крупных дайках, нередко с четко выраженным слоистым строением — меланократового состава в низах и лейкократового в верхах пластовых тел. Наряду с ними широко развиты мелкие дайки, горизонтальные и неправильные апофизы совершенно недифференцированных интрузий катангского типа.

Ряд слабо- и недифференцированных интрузий, обычно не выходящих на полную мощность, весьма широко развиты в ордовикских отложениях в долине р. Ангары (ниже устья р. Ковы). В целом для этой части пояса достаточно четко устанавливается по крайней мере двухэтапное внедрение — нередко крупные секущие тела прорывают пластовые и являются крайними членами дифференциированного ряда.

Переходя к общей геолого-петрографической характеристике траппов смежных по простиранию рудного пояса районов (Среднего Приангарья, Братского, Усть-Илимского, Ангаро-Катского и Непского), следует оговориться, что литература, накопленная к настоящему времени, достаточно полно освещает строение и петрохимический состав многочисленных интрузий обоих типов, поэтому нет смысла повторять их. Мы укажем лишь на Дубынинский интрузив (бассейн среднего течения р. Ангары), который был принят за ангарский тип интрузий. Эта пластовая интрузия залегает в породах нижнего ордовика со значительной мощностью (до 150 м) и протяженностью (около 50 км). Ранее этот интрузив изучен Г. Д. Феоктистовым, Кузнецовым (1962), затем Л. А. Полуниной, Ледневой (1967). Обобщенный разрез его следующий (снизу вверх): оливиновые (оливина до 25—30%) и троктолитовые долериты, слагающие около трети интрузии, в своем составе содержат незначительное количество ромбического пироксена и кварца; в направлении к кровле они переходят в офитовые и пойкилоофитовые долериты различной зернистости, в верхней части содержащие шлиры долерит-пегматитов, участками включающих значительные количества кварца и обусловливающих лейкократовый состав пород; нижняя и верхняя приконтактовые части интрузии сложены микродолеритами.

В целом же для интрузий ангарского типа характерно довольно стандартное строение, хотя каждый интрузив, конечно, имеет свои особенности в минеральном составе и химизме. В указанных районах ангарский тип слабо дифференцированных и дифференцированных интрузий имеет значительный объем, а в структуре Ангаро-Вилуйского рудного пояса — явную структурную сопряженность с зоной Ангаро-Вилуйского глубинного разлома.

Кузьмовский тип интрузий, который по сравнению с катангским и ангарским объединяет наиболее дифференцированные интрузивы, главным образом в мощных дайках, пластовых лакколито- и штокообразных телах, не имеет широкого распространения. В самом общем виде в хорошо дифференцированных телах наблюдается непрерывная серия пород от приподошвенных троктолитовых долеритов с высоким содержанием оливина до толеитовых нормальных долеритов. Но надо отметить, что в результате внутрикамерной глубокой дифференциации этого типа в одних телах появляются сильно обогащенные железом габбро-долериты, переходящие в феррогаббро, а в других — обогащенные кремнеземом и щелочами кварцевые феррогаббро-долериты вплоть до конгадолеритов и щелочных габбро-долеритов. К характерной особенности этого типа интрузий также относится повышенное содержание в породах рудных минералов, главным образом магнетита, и широкое развитие пегматоидных щелочных разновидностей долеритов.

В пределах Ангаро-Вилуйского рудного пояса кузьмовский тип интрузий развит в основном в зоне Ангаро-Вилуйского глубинного разлома, локализуясь в вулкано-интрузивных структурах железорудных месторождений. Но следует заметить, что субщелочные долериты, залегающие непосредственно в трубках, более щелочные за счет метасоматической

проработки. По набору пород кузьмовский тип интрузий, как мы видим, мало отличим от ангарского. Ангарский тип интрузий является как бы переходным между нормальными долеритами катангского и субщелочными долеритами кузьмовского типов. Поэтому, на наш взгляд, ошибочно было бы проводить районирование интрузивного трапового магматизма на основе только степени дифференцированности пород. Тем не менее эти признаки в сочетании с петрохимическими особенностями типов интрузий позволяют наметить структурно-магматические зоны.

Большинство силлов и пластовосекущих тел, залегающих в палеозойских отложениях, относятся к недифференцированным нормальным траппам (Феоктистов и др., 1975), которые должны по своим особенностям относиться к катангскому типу.

Если нормальные (недифференцированные) долериты катангского типа, составляющие основную массу платобазальтовой (траповой) формации Сибирской платформы, распространены повсеместно в пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса, то ангарский и кузьмовский типы интрузий имеют определенную структурную приуроченность. Об этом свидетельствуют результаты сравнительного анализа пространственного развития и петрохимии слабо- и недифференцированных траппов ангарского и кузьмовского типов интрузий.

Ангарский тип, к которому принадлежат Дубынинский, Падунский, Маргудольский и другие интрузивы в Среднем Приангарье, имеет свои аналоги в Канско-Тасеевской впадине (юго-западнее Ангаро-Вилюйского рудного пояса) и по всему юго-восточному борту Тунгусской синеклизы. Вдоль Ангаро-Вилюйской зоны разлома (в полосе шириной до 100 км) в отдельных изученных вулкано-интрузивных структурах имеют место субщелочные габбро-долериты вплоть до феррогаббро кузьмовского типа интрузий.

Эта сопряженность близких по строению и петрохимическому составу типов интрузий с общим простиранием зоны глубинного разлома и рудного пояса в целом вполне однозначно свидетельствует о единой мощной структурно-магматической зоне. Некоторая локальность распространения субщелочных габбро-долеритов на общем фоне слабо- и недифференцированных типов интрузий, на наш взгляд, объясняется лишь разобщенностью промежуточных магматических очагов и даже уровнем их заложения. Поэтому мы считаем, что именно зона Ангаро-Вилюйского глубинного разлома стала той региональной проницаемой зоной, которая способствовала в начале ($P_2 - T_1$) заложению промежуточных магматических очагов. Вначале произошла первая их разгрузка в форме силлов в низах осадочного чехла и трубок взрыва (Домышев, 1968, 1974). В дальнейшем же на протяжении длительного времени (вплоть до T_2) сформировались все разнообразные типы интрузий.

Контуры преимущественного распространения ангарского и кузьмовского типов в рудном поясе пространственно, вероятно, совпадают с областью площадного развития мощных траповых тел и железорудных месторождений и рудопроявлений (см. рис. 2).

Все вышеизложенное, в общем, характеризует строение и последовательность развития разных по составу типов интрузий в юго-восточном обрамлении и непосредственном ограничении Ангаро-Вилюйского рудного пояса.

Для центральных районов Ангаро-Вилюйского рудного пояса, сложенных вулканогенно-осадочными и вулкано-кластическими образованиями, как уже говорилось выше, характерны секущие, кольцевые, пластовосекущие, неправильные штокообразные тела разных размеров, контролируемые зонами разрывов или вулкано-тектоническими структурами.

Многие из этих тел ранее, ввиду плохой обнаженности, были изучены далеко не полно. Обнаженные на поверхности интрузивы, считавшиеся просто построенными недифференцированными дайками или неправиль-

ными штоками, в результате наших детальных исследований оказались телами сложными и дифференцированными. В последнее десятилетие геологические работы особенно существенно уточнили как контуры распространения, так и внутреннее строение интрузивных тел (по скважинам до 500 м).

В этих районах стало возможным разделение интрузивной фазы на подфазы: первую (T_1^1) — субвуликаническую, сопровождавшую формирование вулкано-кластической корвинчанской свиты; вторую (T_1^2) — главную, создавшую основную массу интрузивных траппов всех типов. Породы первой подфазы представлены дайками и некками микродолеритов в вулканоструктурах и жерловых фациях.

В бассейнах рек Нижняя Тунгуска, Катанга, Чуня, Илимпей и их крупных притоков распространен в основном катангский тип интрузий в самых разнообразных формах. Ангарский и отчасти кузьмовский типы, развитые в туфогенном поле, приурочены только к вулкано-тектоническим структурам. В литературе очень редко можно встретить детальное описание дифференцированных интрузий, поэтому здесь уместно дать разрез по скважине, вскрывшей штокообразное тело в структуре «Кольцо» (см. рис. 6):

	Мощность, м
Алевролиты светло-зеленовато-серые, осветленные, ороговиковые (катская свита)	178,1—180,9
Микродолериты атакитовые светло-серые, с чешуйками хлорита и биотита. Контакт с алевролитами согласный горизонтальный	180,9—180,95
Долериты оливинсодержащие с биотитом, мелкозернистые со шлировыми выделениями крупнозернистых	180,95—185,6
Долериты оливинсодержащие с биотитом и щелочным амфиболом, средне-крупнозернистые	185,6—193,9
Долериты оливиновые с биотитом и щелочным амфиболом, с многочисленными шлировыми выделениями, субгоризонтальными «прослойями» кварцсодержащих габбро-долеритов	193,9—201,8
Габбро-долериты (щелочные, пегматоидные, гранофировые и т. д.) с выделениями крупных кристаллов ильменита и мелкой рассеянной вкрапленностью пирита и халькопирита	201,8—222,0
Долериты оливинсодержащие крупнозернистые, с биотитом, кварцем, амфиболом, микропегматитом	222,0—240,0
Долериты оливиновые среднезернистые, с биотитом и кварцем	240,0—270,0
Долериты троктолитовые мелкозернистые, с биотитом, кварцем и ромбическим пироксеном (в интервале 222,0—322,0 м — шлировые выделения пегматоидных габбро-долеритов и многочисленные порфировые вкрапленники пироксена)	270,0—322,0
Долериты оливиновые мелкозернистые, с биотитом и кварцем, редкими шлировыми выделениями долеритов крупнокристаллических	322,0—348,0
Долериты троктолитовые, толеитовые мелкокристаллические, с биотитом	348,0—375,0
Долериты оливиновые мелкокристаллические	375,0—383,0
Долериты оливинсодержащие мелкокристаллические, с биотитом и ромбическим пироксеном	383,0—392,2
Порфировые микродолериты; наблюдаются тектонические зонки, выполненные мусковитовыми прожилками	392,2—400,5

Породы по всему разрезу характеризуются темно-серым, в интервале 201,8—210,0 м — зеленовато-серым цветом.

Наибольшим разнообразием петрографического состава отличаются габбро-долериты, среди которых выделяются пегматоидные кварцевые, амфиболизированные гранофировые разности. Структура пород субофибровая, ойтовая, габбро-ойтовая, участками габровая, пегматоидная, микропегматитовая. Состоят они в основном из плагиоклаза и моноклинного пироксена.

Плагиоклаз (40—60%) образует крупные призматические и таблитчатые кристаллы, полисинтетически сдвойниковые. По составу он

отвечает олигоклаз-андезину (№ 32) в гранофирировых габбро-долеритах и лабрадору (№ 52—60) в габбро-долеритах. В последних нередко отмечаются кристаллы с зональным строением (ядро — лабрадор, края — олигоклаз). Замещается по краям и трещинкам гидрослюдой, реже цеолитами.

Моноклинный пироксен (20—45%) наблюдается в виде кристаллов призматической формы, реже в виде зерен неправильной формы, слабо окрашенных в светло-бурый (cNg — 28—32°), зеленовато-бурый (cNg — 36—42°) или зеленый (cNg — 42—50°) цвет. Интенсивно замещается волокнистым амфиболом, биотитом, хлоритом, иногда (cNg — 3—5°) амфиболом.

В габбро-долеритах отмечено почти повсеместное присутствие рудного минерала (до 5—8%), биотита (до 5%), кварца (до 10% в кварцевых габбро-долеритах), микропегматита, амфибала, ромбического пироксена, реже сфена. Кварц, микропегматит, биотит и амфибол выполняют промежутки между кристаллами плагиоклаза. Биотит оранжевый, оранжево- и красновато-бурый. Ромбический пироксен наблюдается в сростках с моноклинным пироксеном. Из акцессориев присутствует только апатит.

Оливинсодержащие и оливиновые долериты характеризуются практически тем же набором главных и второстепенных минералов, наличием скоплений округлых зерен оливина и появлением среди вторичных талька, хлорофеита, серпентина. Ромбический пироксен либо образует оторочки вокруг зерен оливина, либо выполняет промежутки между лейстами плагиоклаза. Пироксен чаще наблюдается в виде крупных зерен неправильной формы, окрашенных в зеленовато-бурый, бурый цвета. Микропегматит отмечается лишь в долеритах верхней половины разреза (выше «горизонта» троктолитовых долеритов) до отметки 248,0 м. Кварц встречается в интервале 181,0—340,0 м. Структура пород пойкилоофитовая, гранулоофитовая, участками оксиоофитовая, долеритовая.

Троктолитовые долериты характеризуются теми же структурами, в нижнем их «слое» участками наблюдается толеитовая структура. Содержание оливина колеблется от 15—18 до 30%, практически это уже троктолиты. В долеритах верхнего «слоя» появляется плагиоклаз двух генераций (I — № 52—56, II — № 42—48). Второстепенные минералы представлены рудным, биотитом (до 3—5%), ромбическим пироксеном и кварцем (в нижнем «слое» уже отсутствует). Зерна пироксена окрашены в бурый цвет (cNg — 32—38°).

Порфировые микродолериты отвечают составу нормального долерита, структура пород гломеропорфировая, основная масса микродолеритовая. Для всех выделенных разновидностей пород в разрезе рассчитаны средневзвешенные значения и средневзвешенное по интрузии в целом.

Этой же скважиной в разрезе осадков бургуклинской свиты (P_1) в интервале 112,6—130,0 м вскрыты однообразные мелкозернистые оливиновые долериты, а в интервале 89,6—94,1 м еще одно тело мелкозернистых, но безоливиновых долеритов.

В данной структуре имеет место наклонносекущее тело, представленное порфировыми амфиболизированными микродолеритами, мощность которых не превышает 1—1,5 м. Судя по строению и степени дифференцированности, первая интрузия по форме, представляет собой крупный шток, локализующийся в вулкано-интрузивной структуре.

В целом же для траппов центральных районов рудного пояса (бассейны рек Катанга, Нижняя Тунгуска и крупных притоков в ее среднем течении) характерен в основном катангский тип интрузий нормальных полнокристаллических долеритов. Здесь чаще всего отмечаются случаи прорыва их секущими телами долеритовых микропорфиритов сравнительно более кислого состава.

Что же касается возраста интрузивных траппов, то мы придерживаемся общепринятого мнения — максимальные объемы толеит-базальтовой магмы были внедрены в период перми — среднего триаса включительно.

Таблица 2

Средний химический состав траппов различных районов Ангаро-Вилойского рудного пояса и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Оксид	Номер пробы													
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	15
SiO ₂	48,83	49,64	47,86	49,00	49,84	50,34	48,42	50,34	49,43	48,54	48,33	49,43	49,03	50,79
TiO ₂	1,36	1,61	1,60	1,58	1,86	2,18	1,75	2,06	1,86	1,43	1,96	1,28	1,73	1,55
Al ₂ O ₃	15,72	14,66	16,10	15,83	14,90	14,43	14,52	12,85	14,20	14,83	14,18	15,03	14,27	13,93
Fe ₂ O ₃	2,98	4,77	2,48	3,76	4,01	5,54	3,52	6,86	5,12	3,64	4,09	4,43	4,61	6,78
FeO	9,78	9,55	11,00	10,04	11,04	11,45	10,42	8,42	9,89	10,09	10,67	8,12	9,6	6,97
MnO	0,20	0,20	0,21	0,17	0,21	0,18	0,22	0,19	0,22	0,20	0,20	0,18	0,20	0,19
MgO	7,28	5,97	7,41	6,16	5,27	3,28	6,41	4,28	5,25	6,60	6,25	6,64	5,90	4,72
CaO	11,40	10,55	10,40	10,55	10,65	8,95	10,31	9,48	9,41	10,38	10,73	10,50	10,13	8,50
Na ₂ O	1,59	2,12	2,28	2,07	2,33	2,65	2,45	3,45	2,54	2,4	2,33	2,08	2,54	3,23
K ₂ O	0,59	0,73	0,50	0,66	0,71	1,04	0,49	0,66	0,72	0,50	0,46	0,50	0,56	0,77
P ₂ O ₅	0,17	0,20	0,16	0,21	0,21	0,26	0,21	0,34	0,23	0,16	0,17	0,16	0,21	0,26
H ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
П. п. п.							1,76	1,29	1,28	1,05	0,94	1,25	1,25	1,95
С у м м а	99,60	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,18	100,22	100,10	99,37	100,31	99,60	100,03	99,04
Параметр														
a	4,3	5,3	5,5	5,4	5,8	7,7	6,2	8,2	6,7	6,4	5,8	5,4	6,4	8,4
c	7,6	6,5	7,6	7,7	6,6	6,2	6,8	4,3	6,3	7,0	6,6	7,5	6,4	5,3
b	33,6	33,9	33,5	32,1	31,8	24,6	30,2	28,4	28,5	30,0	30,9	28,8	29,4	26,2
s	54,5	54,3	53,4	55,4	55,8	61,5	56,8	58,8	58,5	56,9	56,7	58,3	57,8	60,1
c'	30,3	28,5	27,7	30,0	31,4	39,9	19,7	25,3	18,7	19,2	20,9	19,0	20,3	20,0
m'	35,2	34,9	35,7	31,3	26,3	23,7	36,4	25,4	31,6	37,5	34,3	39,8	34,1	31,0
f'	34,5	36,6	36,6	38,7	42,3	36,4	43,9	49,3	49,7	43,3	44,8	41,3	45,6	49,0
n	81,2	89,1	89,1	83,3	84,3	79,6	88,4	88,8	84,3	87,9	88,5	86,3	88,1	87,0
t	2,4	2,4	2,5	2,4	2,7	3,1	2,7	3,0	2,8	2,2	3,0	1,9	2,6	2,3
φ	7,2	11,4	6,2	9,5	10,2	19,9	10,4	20,6	15,6	10,5	11,3	13,4	13,5	22,4
Q	-7,2	-8,5	-11,4	-7,7	-6,6	1,4	-5,4	-3,8	-2,7	-7,5	-4,8	-1,8	-3,6	-2,0
a : c	0,56	0,81	0,72	0,66	0,87	1,24	0,9	2,0	1,4	0,9	0,9	0,7	1,0	1,58

Оксид	Номер пробы												
	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	27	28	29
SiO ₂	50,71	48,95	49,35	48,70	48,80	51,20	48,80	48,50	48,50	45,03	46,83	49,00	48,80
TiO ₂	1,68	1,49	1,48	1,55	2,19	1,9	1,16	1,42	1,21	1,69	1,30	1,50	1,40
Al ₂ O ₃	14,89	15,07	15,67	13,31	14,00	14,3	15,32	15,75	15,52	16,32	13,54	15,6	15,80
Fe ₂ O ₃	6,19	5,12	6,54	4,60	6,36	4,8	4,40	3,43	4,67	7,01	8,18	4,5	5,40
FeO	7,19	8,18	5,85	9,08	9,32	9,8	9,40	8,88	8,39	5,94	5,78	9,4	6,30
MnO	0,18	0,19	0,16	0,48	0,20	0,2	0,16	0,19	0,17	0,09	0,14	0,20	0,30
MgO	5,21	6,71	6,34	6,79	4,34	5,0	6,11	5,62	5,51	6,43	7,66	6,50	8,90
CaO	9,16	10,27	9,71	10,69	7,91	8,9	11,10	10,69	10,05	8,65	11,60	10,40	6,00
Na ₂ O	0,79	2,32	2,62	1,99	2,86	2,6	2,11	2,18	2,67	2,35	1,96	2,0	3,20
K ₂ O	0,67	0,41	0,54	0,47	1,2	1,1	0,59	0,69	0,60	1,79	2,40	0,80	1,60
P ₂ O ₅	0,19	0,14	0,17	0,16	—	0,3	0,15	—	0,17	—	0,42	0,10	—
H ₂ O	—	—	—	—	1,93	—	0,84	2,65	0,89	3,90	—	—	2,30
П. п. п.	0,98	0,93	1,43	1,83	0,99	—	0,92	—	0,88	—	—	—	—
С у м м а	99,84	99,78	99,86	99,60	100,1	100,13	101,26	100,00	99,23	99,20	100,00	100,00	100,00
Параметр													
<i>a</i>	7,0	5,7	6,7	5,0	8,3	7,4	5,9	5,9	7,4	8,3	7,2	5,6	9,6
<i>c</i>	6,6	7,3	7,0	6,5	5,8	5,9	7,6	7,9	7,7	7,4	5,3	7,7	6,0
<i>b</i>	26,3	29,3	27,6	31,3	26,6	26,9	29,9	27,6	29,3	27,9	34,2	29,2	26,5
<i>s</i>	60,1	57,7	58,7	57,2	59,3	59,8	56,6	58,6	55,6	56,4	53,3	57,5	58,9
<i>c'</i>	18,0	18,2	17,4	21,3	15,4	18,4	21,2	20,4	19,3	13,4	25,0	17,3	19,1
<i>m'</i>	34,3	39,0	40,3	37,1	28,6	31,3	34,9	35,9	34,9	42,7	36,6	38,1	41,9
<i>f'</i>	47,7	42,8	42,8	41,6	56,0	50,3	43,9	43,7	45,8	44,9	38,4	44,7	39,0
<i>n</i>	95,0	90,0	88,5	87,6	77,9	77,8	86,0	83,3	87,7	66,4	50,0	79,0	75,3
<i>t</i>	2,3	2,3	2,3	2,4	7,4	2,8	2,7	2,2	2,1	2,8	3,7	2,3	2,1
<i>φ</i>	22,4	14,4	21,1	13,1	20,9	15,1	12,9	10,8	14,9	23,0	11,3	13,7	17,9
<i>Q</i>	-0,4	-3,3	-3,0	-2,1	-3,8	-1,4	-6,2	-2,4	-11,3	-11,2	-13,1	-3,9	-9,4
<i>a:c</i>	1,06	0,78	0,95	0,76	1,43	1,25	0,77	0,76	0,96	1,12	1,4	0,7	1,6

Приимечание. 1 — средние по долеритам катаангского типа. Средние по ангтарскому типу: 2 — микродолериты, 3 — троктолитовые долериты, 4 — долериты, 5 — габбро-долериты, 6 — долерит-пегматиты (Структуры..., 1976). Бассейн междууречья Подкаменной Тунгуски, Чуны, Ангары, средние значения по интрузиям траппов: 7 — среднетриасовой (?) фазы, 8 — субшелочным, 9 — дифференцированным, 10 — слабодифференцированным, 11 — суббульканическим, 12 — недифференцированным, 13 — среднее по интрузиям бассейна (анализы выполнены в химической лаборатории Красноярского геологического управления, 1976). Бассейн среднего течения р. Нижней Тунгуски, средние значения по интрузиям: 15 — кузьмовского типа, 16 — ангтарского типа, 17 — катаангского типа, 18 — среднее по суббульканическим образованиям корюкансской свиты (анализы выполнены в химической лаборатории Иркутского геологического управления, 1970), 20 — Братского (Владимиров, 1962), 21 — Среднего Приангарья (Феоктистов, 1961), 22 — бассейна р. Аши (химическая лаборатория Иркутского геологического управления, 1971), 23 — Тунгусского бассейна (Лебедев, 1955), 24 — бассейна р. Ейки (химическая лаборатория Красноярского геологического управления, 1974), 25 — бассейна р. Вилой (Гоньшакова, 1961), 27 — района Коршунихи (Гоньшакова, 1961); 28 — средний состав нормального траппа Сибирской платформы по М. Л. Лурье и др. (1962); 29 — средний мировой базальт по Дели.

Таблица 4

Химический состав траппов Дубынинского силла и их числовые характеристики по А. Н. Заварыцкому

Оксид	Номер пробы													Среднее по силлу
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
SiO ₂	47,72	48,06	54,32	48,72	50,56	47,82	48,70	47,34	46,34	47,18	46,76	47,28	46,70	48,27
TiO ₂	2,50	2,22	2,61	1,70	2,80	2,00	1,41	2,00	1,20	1,52	1,54	2,16	2,50	2,01
Al ₂ O ₃	15,36	15,62	12,06	14,82	16,57	17,04	18,87	17,31	18,12	17,43	16,25	17,25	15,84	16,35
Fe ₂ O ₃	4,34	3,39	6,79	1,87	4,54	2,14	1,52	1,23	2,24	1,91	2,25	0,23	3,06	2,73
FeO	8,91	9,48	9,27	9,70	6,46	9,05	6,90	10,42	9,62	10,49	11,20	10,92	10,06	9,42
MnO	0,23	0,26	0,34	0,27	0,23	0,23	0,19	0,23	0,20	0,22	0,21	0,25	0,29	0,24
MgO	5,77	6,06	1,38	7,13	3,18	6,33	5,62	7,16	7,26	7,06	7,87	7,77	6,35	6,07
CaO	9,70	9,90	5,48	11,76	9,04	11,15	12,06	10,20	10,38	9,99	9,88	9,82	10,00	9,95
Na ₂ O	1,60	1,93	2,43	1,79	2,95	2,00	1,57	1,79	2,67	2,21	2,49	2,39	2,34	2,17
K ₂ O	0,77	0,68	2,28	0,47	1,08	0,56	0,43	0,54	0,62	0,44	0,61	0,71	0,54	0,75
P ₂ O ₅	0,18	0,24	0,74	0,05	0,23	0,16	0,08	0,16	0,17	0,20	0,15	0,23	0,16	0,21
SO ₃	0,45	0,31	0,20	0,20	0,21	0,04	0,31	0,16	1,94	0,64	0,59	0,23	0,27	0,43
П. п. п.	2,17	1,61	2,23	1,49	1,24	1,22	1,17	1,30	—	—	—	1,21	1,69	1,16
Сумма	99,70	99,76	100,13	99,67	99,09	99,74	98,83	99,84	100,76	99,29	99,80	100,45	99,80	99,76
Параметр														
s	59,3	58,8	66,4	57,5	63,4	58,5	56,9	55,3	55,7	57,2	53,8	56,1	56,4	57,4
a	4,9	5,4	8,9	4,6	8,5	5,2	3,9	4,6	6,8	5,6	4,1	6,3	5,8	5,7
b	27,4	27,6	20,1	30,1	20,5	27,1	28,4	30,9	28,2	27,9	33,4	29,8	29,9	28,6
c	8,4	8,2	4,6	7,8	7,6	9,2	10,8	9,2	9,3	9,3	8,7	7,8	7,9	8,3
c'	14,7	16,0	10,9	22,2	20,1	10,8	37,9	25,1	13,5	11,9	23,4	19,2	21,5	22,8
m'	37,5	38,7	11,9	40,6	27,5	41,1	33,8	39,2	45,1	44,4	39,4	44,6	36,4	36,4
f'	47,8	45,3	77,2	37,2	52,4	41,1	28,3	35,7	41,4	43,7	37,2	36,2	42,1	40,8
n	76,4	82,6	62,4	86,5	80,5	86,4	86,2	85,3	87,5	88,6	80,0	84,8	88,2	83,4
t	3,9	3,5	3,6	2,5	4,1	3,1	2,2	3,2	1,9	2,4	2,4	3,4	4,2	3,1
φ	14,6	10,8	30,2	4,8	20,1	7,1	4,4	3,9	7,0	6,1	5,6	0,4	8,7	8,2
Q	0,4	-1,4	10,4	-2,0	2,2	-2,6	-4,8	-7,8	-11,5	-6,1	-9,3	-8,2	-6,7	-4,9
a : c	0,58	0,65	1,93	0,58	1,11	0,56	0,36	0,5	0,73	0,6	0,47	0,8	0,73	0,68

Примечание. 1 — диабаз с офитовой и пойкилоофитовой структурой; 2 — диабаз гранофиброзный; 3 — диабаз-пегматит; 4—5 — диабаз гранофиброзный; 6—7 — диабаз с офитовой и пойкилоофитовой структурами; 8—12 — диабаз троколитовый; 13 — диабазовый порфирит (Феоктистов, Кузнецов, 1962).

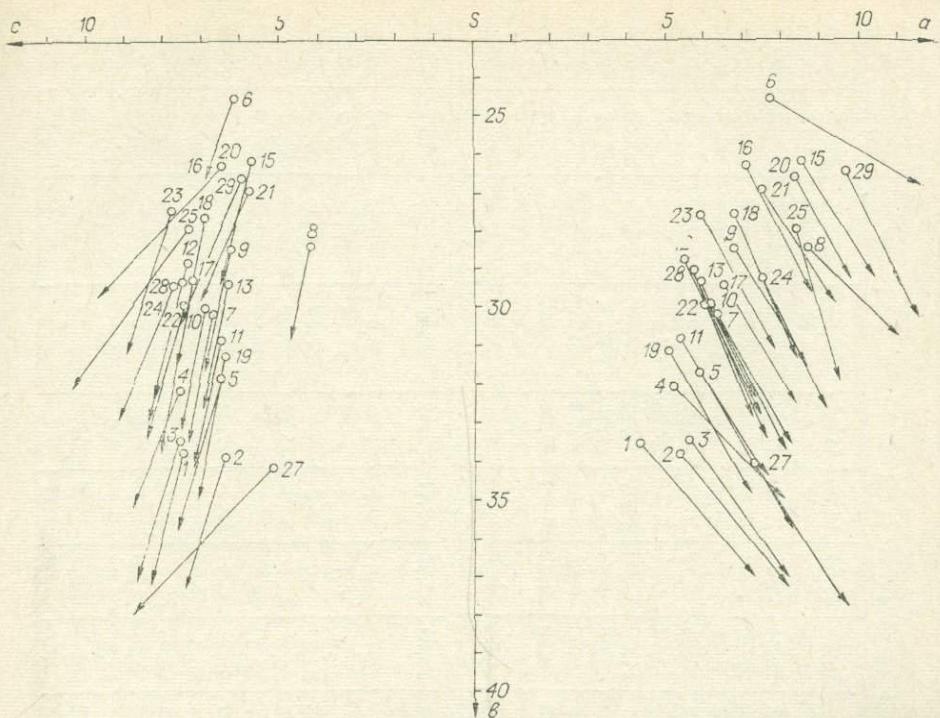


Рис. 7. Векторная диаграмма средних химических составов трапов различных районов Ангаро-Вилюйского рудного пояса:

1 — катангский тип интрузий; 2—6 — ангарский тип интрузий, по данным М. Л. Лурье и др. (1976); 7—13 — трапы бассейнов р. Подкаменой Тунгуски и среднего течения р. Нижней Тунгуски; 15 — кузьмовский тип интрузий; 16 — ангарский тип интрузий; 17 — катангский тип интрузий; 18 — субвуликанические образования корундчанской свиты; трапы отдельных районов пояса: 19 — междууречье Ангары и Муры, 20 — Братский район, 21 — Среднее Приангарье, 22 — бассейн р. Апки, 23 — Тунгусский бассейн, 24 — бассейн р. Ейки, 25 — бассейн р. Вилой, 27 — район р. Коршунихи, 28 — средний состав трапов Сибирской платформы по данным М. Л. Лурье и др. (1962); 29 — средний состав мирового базальта по Дели.

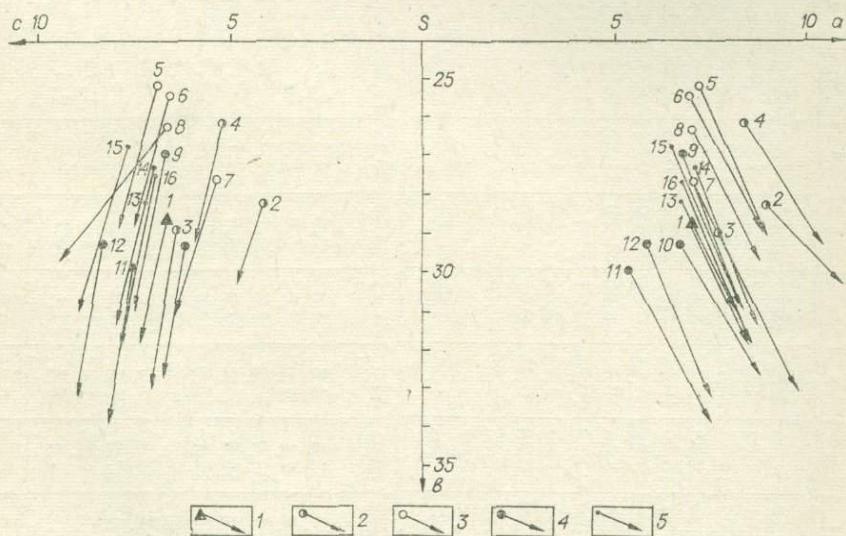


Рис. 8. Векторная диаграмма средних химических составов интрузивных трапов центральной части пояса (бассейна среднего течения р. Нижней Тунгуски):

1 — покровы (?); 2 — субщелочные долериты кузьмовского типа интрузий; 3 — долериты ангарского типа интрузий; 4 — долериты катангского типа интрузий; 5 — субвуликанические образования корундчанской свиты (номера векторов соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 3).

Таблица 5

Химический состав долеритов ангарского и кузьмовского типов интрузий и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Оксид	Номер пробы																			
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	16	17	18	19	20	
SiO ₂	48,18	47,55	47,24	49,12	49,62	47,60	46,76	47,10	47,76	47,06	48,00	48,20	47,54	48,34	41,80	49,64	50,66	49,70	49,10	
TiO ₂	1,51	1,32	1,24	1,37	1,42	1,42	1,08	1,70	1,08	1,10	1,40	1,90	1,26	1,82	2,12	1,66	2,64	1,14	3,60	
Al ₂ O ₃	13,69	14,00	13,79	11,19	12,63	12,01	8,48	11,40	10,33	12,54	11,48	12,84	13,88	12,48	17,22	14,38	12,07	14,73	11,11	
Fe ₂ O ₃	2,75	2,69	2,47	4,61	0,28	3,76	4,38	4,31	1,78	2,52	2,41	5,76	1,29	3,53	18,07	3,77	6,96	3,98	9,34	
FeO	10,37	10,00	10,21	7,87	10,18	6,56	8,25	9,80	8,91	8,62	8,16	8,24	10,41	10,52	1,07	10,90	8,75	8,39	10,72	
MnO	0,24	0,22	0,25	0,08	0,09	0,24	0,16	0,26	0,07	0,19	0,12	0,14	0,11	0,10	0,27	0,27	0,27	0,24	0,34	
MgO	7,24	7,40	9,12	8,26	9,89	11,05	10,56	11,23	10,78	10,73	9,24	6,93	9,84	7,48	5,48	6,80	5,80	5,80	1,00	
CaO	11,62	12,58	10,84	12,51	11,76	13,69	11,94	11,49	12,11	12,39	12,11	11,00	10,90	10,70	4,48	9,78	9,67	11,54	7,64	
Na ₂ O	2,11	1,80	1,94	2,01	2,56	1,96	1,83	1,65	1,41	1,77	2,40	2,06	1,85	2,47	1,55	1,72	1,90	2,49	2,14	
K ₂ O	0,09	0,38	0,15	0,27	0,36	0,08	0,02	0,11	0,45	0,02	0,16	0,47	0,34	0,54	0,52	0,36	0,79	0,21	1,39	
P ₂ O ₅	0,16	0,22	1,06	0,15	0,21	0,16	0,12	0,09	0,18	0,15	0,29	0,22	0,27	0,04	0,09	0,17	Сл.	0,33		
SO ₃	0,08	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,20	0,27	0,26	0,05	0,21	
П. п. п.	1,37	1,81	1,81	1,39	0,84	0,97	0,63*	0,98	0,77*	0,93	0,52*	1,01	2,29	1,52	7,11	1,57	1,37	1,75	3,05	
Сумма	99,83	99,91	99,62	98,71	99,49	99,15	94,25	100,14	95,54	98,05	95,80	98,84	99,42	99,77	99,44	100,44	101,05	99,97	98,76	
Параметр																				
<i>a</i>	4,8	4,5	4,5	4,6	5,8	4,2	4,0	3,6	3,7	3,7	5,5	5,1	4,6	6,1	4,43	4,1	5,15	5,76	7,02	
<i>c</i>	6,8	7,1	7,0	5,0	5,2	5,6	3,5	5,5	5,0	6,4	4,9	5,9	6,7	5,2	5,84	11,64	5,41	7,07	4,30	
<i>b</i>	32,1	32,9	33,3	34,8	34,1	37,5	39,7	38,6	37,2	36,6	34,8	32,2	34,0	32,9	36,31	27,30	30,14	28,72	27,00	
<i>s</i>	56,8	55,5	55,2	55,6	54,9	52,7	52,8	52,3	54,1	53,3	54,8	56,8	54,7	55,8	53,40	57,06	59,30	58,51	61,68	
<i>c'</i>	23,0	25,1	16,9	28,3	25,0	27,6	26,9	20,2	25,6	22,9	27,7	23,4	19,2	23,0	24,45	14,96	20,46	25,06	20,40	
<i>f'</i>	38,6	36,7	36,4	32,4	28,0	24,6	29,1	32,7	26,4	28,4	28,0	40,0	32,2	39,2	49,55	49,81	47,14	40,27	72,87	
<i>m'</i>	38,4	38,2	46,7	39,3	47,0	47,8	44,0	47,1	48,0	48,7	44,3	36,6	48,6	37,8	26,00	38,49	32,40	34,67	6,73	
<i>n</i>	97,1	87,9	95,4	92,8	92,1	98,4	98,3	96,3	83,6	100,2	96,3	88,0	89,5	88,0	83,3	88,5	82,6	95,2	70,4	
<i>t</i>	2,3	1,98	1,87	1,9	1,7	1,73	1,76	2,6	1,7	1,8	1,7	2,9	1,98	2,78	3,6	2,3	3,6	1,6	5,3	
<i>φ</i>	7,25	7,1	6,4	11,1	0,77	8,2	9,4	9,1	3,96	5,86	5,8	15,3	3,2	9,2	4,6	1,1	47,1	11,5	31,5	
<i>Q</i>	-3,8	-5,1	-5,6	-8,0	-7,0	-8,6	-5,9	-8,1	-4,2	-7,2	-6,3	-2,5	-6,5	-5,8	-7,88	-5,82	2,82	-1,63	5,02	
<i>a : c</i>	0,7	0,63	0,64	0,92	1,1	0,75	1,14	0,64	0,74	0,58	1,1	0,87	0,69	1,17	0,7	0,3	0,9	0,8	1,63	

* H₂O⁺ не определялась.

Оксиды	Номер пробы																		
	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	
SiO ₂	48,62	47,64	47,90	49,00	48,34	53,40	48,80	47,86	50,44	49,24	49,52	49,56	54,06	53,72	47,87	50,79	46,83	48,8	
TiO ₂	1,14	1,28	1,68	1,28	1,28	1,25	1,85	1,72	2,30	2,08	1,68	1,90	1,10	1,68	1,42	1,55	1,30	1,40	
Al ₂ O ₃	15,47	14,38	14,38	15,67	14,38	14,56	10,83	12,42	11,18	17,29	14,55	13,67	14,91	12,82	15,05	13,93	13,54	15,80	
Fe ₂ O ₃	3,98	5,17	4,57	4,37	4,38	3,58	2,98	2,59	10,33	4,77	5,37	4,77	2,00	8,37	5,18	6,78	8,18	5,4	
FeO	8,93	8,22	11,26	9,65	9,29	8,93	11,61	8,93	8,93	8,04	10,72	8,93	6,54	7,41	6,97	5,78	6,3		
MnO	0,23	0,22	0,26	0,28	0,27	0,28	0,35	0,30	0,28	0,27	0,27	0,36	0,20	0,19	0,19	0,14	0,30		
MgO	4,82	4,30	6,70	4,70	7,20	4,70	6,70	5,80	1,70	2,37	5,30	4,20	3,80	2,84	6,61	4,72	7,66	8,90	
CaO	9,67	10,23	9,51	10,94	11,38	9,13	11,54	16,21	7,04	10,61	10,94	9,95	8,96	7,10	9,91	8,50	11,60	6,00	
Na ₂ O	1,19	1,32	2,19	1,74	1,74	1,99	2,65	2,00	3,27	2,61	2,00	1,64	2,01	3,32	3,15	3,23	1,96	3,2	
K ₂ O	0,77	0,53	0,27	0,32	0,33	0,74	0,39	0,71	1,44	0,89	0,55	0,55	0,86	1,06	0,48	0,77	2,10	1,6	
P ₂ O ₅	Сл.	0,36	0,09	Сл.	0,04	Сл.	0,17	Сл.	0,38	0,22	Сл.	Сл.	0,10	0,35	0,17	0,26	0,42	0,5	
SO ₃	0,25	0,25	0,19	0,25	0,26	0,19	0,23	0,07	0,20	0,25	0,19	0,12	0,27						
П. п. п.	5,03	4,87	1,55	1,33	1,43	1,65	1,59	1,53	1,95	1,09	1,29	1,49	1,39	1,71	2,19	1,95	—	—	
Сумма	99,85	98,52	100,36	99,28	99,75	100,20	99,46	100,07	99,24	100,38	99,51	98,72	98,48	99,71	99,63	99,04	100,00	100,00	
Параметр																			
<i>a</i>	3,90	3,98	5,06	4,44	4,45	5,33	6,10	5,82	9,55	7,41	5,20	4,43	5,85	9,0	7,7	8,4	7,2	9,6	
<i>c</i>	9,30	8,57	7,20	8,67	7,61	7,27	4,46	6,49	2,88	8,57	7,40	7,28	7,49	4,2	6,4	5,3	5,3	6,0	
<i>b</i>	25,39	26,65	31,00	27,37	31,02	24,22	34,04	28,79	26,70	22,70	28,20	27,76	21,45	28,3	29,0	26,2	34,2	26,5	
<i>s</i>	61,41	60,80	56,74	59,52	56,62	63,18	55,70	59,20	60,87	61,32	59,20	60,53	65,21	63,5	56,9	60,4	53,3	58,9	
<i>c'</i>	13,52	19,17	14,54	19,08	19,92	16,90	28,22	25,33	22,14	22,72	22,26	19,34	18,03	20,0	19,1	20,0	25,0	19,1	
<i>f'</i>	51,50	51,00	48,25	50,32	40,83	49,30	39,25	39,25	66,77	59,20	44,88	54,00	50,64	59,2	41,3	49,0	36,6	41,9	
<i>m'</i>	34,98	29,83	37,21	30,60	39,25	33,80	32,53	35,42	10,99	18,24	32,86	26,66	34,33	20,8	39,6	31,0	38,4	39,0	
<i>n</i>	72,5	81,1	93,1	90,3	90,0	81,5	93,3	82,0	77,2	82,3	86,4	83,8	78,0	82,5	93,0	87,0	50,0	75,3	
<i>t</i>	1,7	1,8	2,4	1,8	1,8	1,6	2,7	2,5	3,3	2,9	2,3	2,8	1,5	2,3	2,2	2,3	3,7	2,1	
<i>φ</i>	14,1	17,6	12,7	14,3	12,0	12,7	7,0	7,8	33,5	15,3	16,4	14,9	8,0	28,6	15,1	24,2	11,3	17,9	
<i>Q</i>	5,72	5,47	-3,84	1,49	-2,67	8,43	-4,96	0,57	17,76	-0,75	0,60	5,92	12,37	4,8	-8,0	-2,0	13,1	-9,4	
<i>a : c</i>	0,4	0,4	0,7	0,5	0,5	0,7	1,4	0,9	3,3	0,8	0,7	0,6	0,7	2,2	1,2	-4,6	1,4	1,6	

Примечания. Ангарский тип интрузий (район междууречья Ангара — Муры): 1, 5, 10, 11, 14, 16, 19, 24 — оливиновые долериты; 2, 18, 27 — габбро-долериты; 3, 8, 9, 13 — троктолитовые долериты; 4 — толентовые мелкозернистые долериты; 6 — оливиновые крупнозернистые долериты; 7 — оливиновые долериты с биотитом; 12, 21, 33 — долерит-порфириты; 17, 20, 28 — лейнодолерит; 22 — афанитовый долерит; 23, 32 — атакситовый микродолерит; 25 — микродолерит; 26 — толеитовый долерит; 29 — пегматоидный долерит; 30 — трахитоидный долерит; 31 — толеитовый габбро-долерит (анализы выполнены в химической лаборатории Красноярского геологического управления, 1970). Кузьмовский тип интрузий (бассейн среднего течения р. Нижней Тунгуски): 34 — субшелочные долериты; 35 — амфибол-биотитовые долериты; 36 — среднее значение по району (анализы выполнены в химической лаборатории Иркутского геологического управления); 37 — субшелочной долерит района Коршунихи (Гоньшакова, 1961); 38 — средний мировой базальт по Дели.

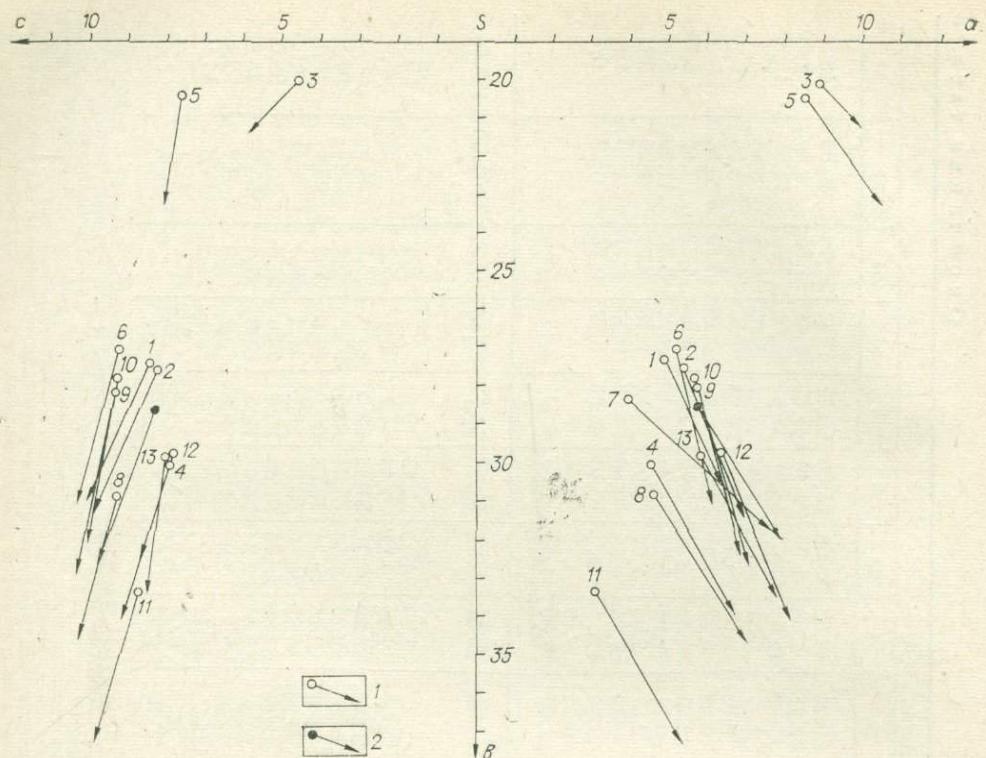


Рис. 9. Векторная диаграмма химических составов траппов Дубынинского силя (р. Ангара):

1 — векторы химических составов; 2 — средний химический состав траппов силя.

Сведения о юрской фазе траппов, весьма незначительной по объему, имеются в работах В. И. Гоньшаковой (1961), В. А. Наумова (1966, 1974). В настоящее время в бассейне р. Вакунайки обнаружены траппы, прорывающие верхнелейасовые породы, возраст которых датирован обильным палинологическим комплексом.

Вызывают интерес сведения последних лет об эфузивной фации, имеющейся на некоторых участках рудного пояса в виде мощных покровов или щитовых вулканов (чайкаонская толща в бассейне р. Непы). По нашему мнению, они требуют дополнительного геолого-петрографического обоснования.

Подводя итог этому краткому описанию траппов, развитых в вулканической толще, можно высказать утверждение о едином базальтовом расплаве, давшем различные фации эксплозивных пород и малоразличимые типы интрузий.

Краткая петрохимическая характеристика траппов. Известно, что в химическом составе исходных базитовых магм разных трапповых провинций мира имеются заметные различия, что свидетельствует о специфике развития тектоно-магматических циклов на платформах. Вместе с тем проведенные рядом предшественников и нами сопоставления средних химических составов эфузивно-интрузивных пород разных районов Сибирской платформы показали, что исходный состав базитовой магмы остается почти одинаковым, в частности, для Сибирской трапповой формации, исключая Норильский район (табл. 2, 3; (см. вклейку); рис. 7, 8).

Как мы уже говорили в общем геолого-петрографическом очерке, интрузивные траппы подразделяются на структурно-минералогические разновидности и на типы интрузий. Это подразделение достаточно наглядно подчеркивается при сопоставлении их химических составов: по соот-

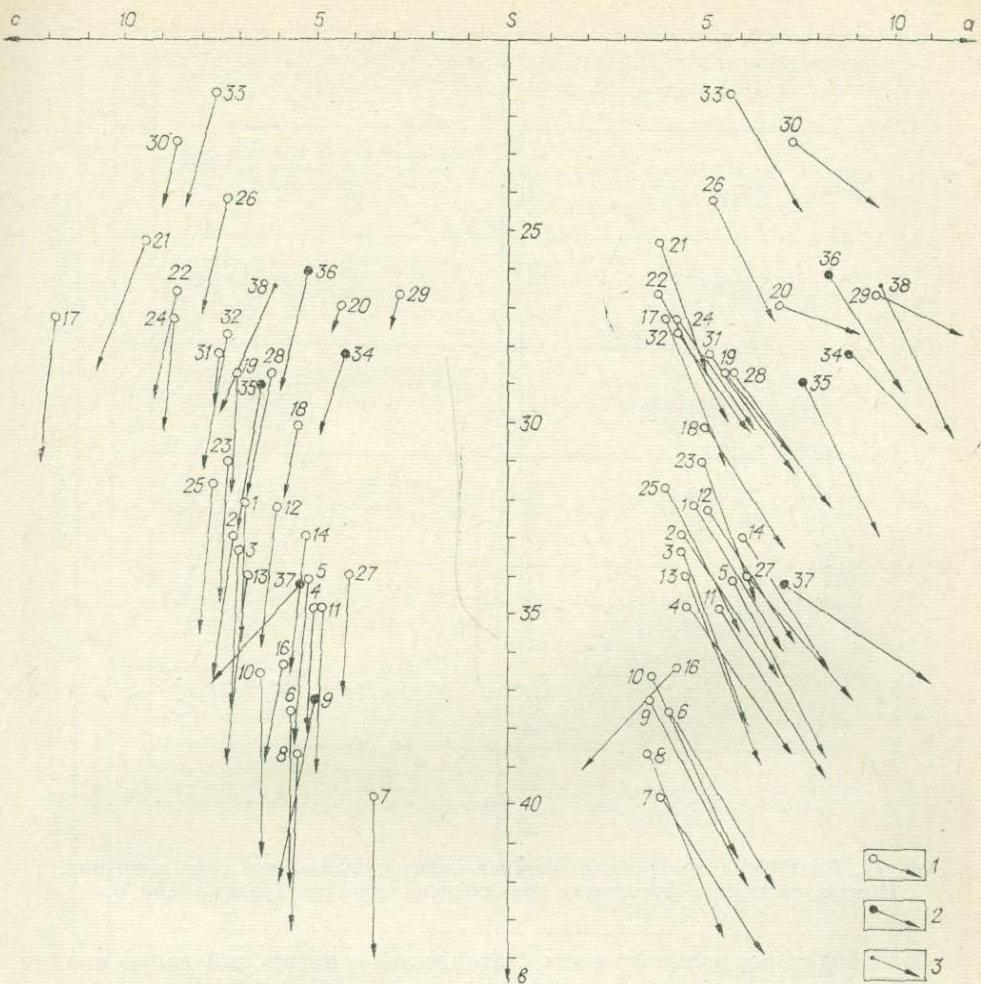


Рис. 10. Векторная диаграмма средних химических составов траппов Тангарского и кузьмовского типов интрузий:

1 — ангарский тип; 2 — кузьмовский тип; 3 — средний состав мирового базальта по Дели.

ношению щелочей, кремнекислоты, суммарного железа и окиси магния.

Для петрохимической характеристики интрузивных пород рудного пояса мы воспользовались анализами, выполненными в комплексе геологопоисковых и съемочных работ Иркутского и Красноярского территориальных геологических управлений, а также опубликованными данными. При этом были усреднены многочисленные анализы по отдельным типам интрузий, а некоторые из дифференцированных интрузивов (например, Дубынинский) приняты за магмотипы (табл. 4; рис. 9).

При анализе пересчетов химического состава пород по методу А. Н. Заварицкого отмечается закономерное изменение основных характеристик и коэффициентов от недифференцированных к дифференцированным и субщелочным типам интрузий. Это показано в сравнениях на отдельных диаграммах (табл. 5; рис. 7, 8, 10), на которых ангарский тип интрузий является промежуточным.

Проекции фигуративных точек и направление векторов на диаграммах вполне характеризуют составы пород и показывают направление изменения их, хотя и незначительного внутри интрузивов и по отдельным типам интрузий.

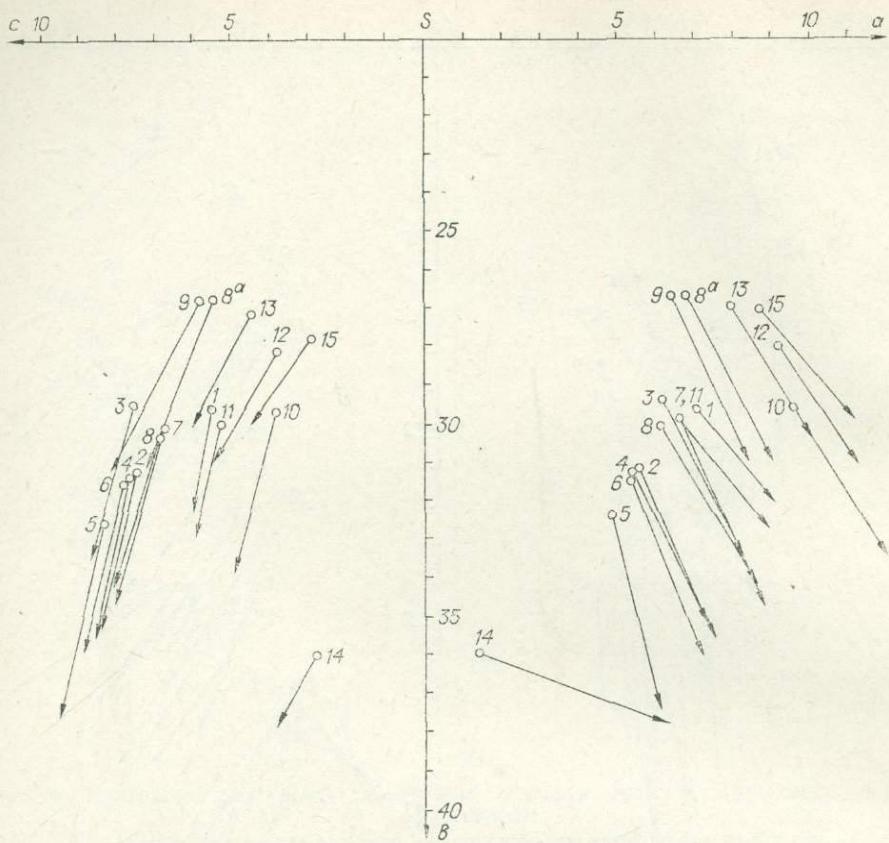


Рис. 11. Диаграмма химических составов пород кузьмовского типа интрузий.
Номера векторов соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 6.

В породах нормального ряда (катангский и ангарский типы) вполне закономерные изменения прослеживаются в слабодифференцированных и дифференцированных интрузивах и заключаются в постепенном накоплении железа, щелочей и кремнилокислоты (в ряду кристаллизационной дифференциации от троктолитов к гранофирам). Это соответственно находит отражение в плавном изменении химического состава пород внутри каждой конкретной интрузии (см. рис. 9).

Явления дифференциации базитов ангарского типа направлены почти исключительно в сторону образования лейкократовых долеритов, пегматоидных габбро-долеритов и гранофирам. Эта классическая схема дифференциации базитов, на наш взгляд, распространяется не только на кристаллизационную внутрикамерную, но и на глубинную внутриочаговую. Как показывает анализ большого фактического материала (Гоньшакова, 1961; Феоктистов, 1961; Владимиров, 1962) на примере наиболее исследованных интрузивных траппов Среднего Приангарья, прогрессивный тип дифференциации надо считать установленным.

В случае довольно глубокой дифференциации (кузьмовский тип), вероятно эпизодической, крайние продукты ее представлены породами типа феррогаббро со значительно высоким содержанием калия (табл. 6; рис. 11). Некоторая «специфичность» состава субщелочного кузьмовского типа интрузий («коршунихинского комплекса» по В. И. Гоньшаковой, 1961), вероятно, обязана глубинной дифференциации промежуточных магматических очагов, в которых происходило накопление магногипситового рудного флюида. Хотя возможно, что субщелочный состав траппов существенным образом обусловлен постмагматической гидротермальной

Таблица 6

Химический состав траппов кузьмовского типа интрузий и их числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Оксид	Номер пробы															
	1	2	3	4	5	6	7	8	8а	9	10	11	12	13	14	15
SiO ₂	48,55	48,10	48,72	48,59	47,21	47,88	49,38	48,92	52,74	53,56	49,50	48,66	48,76	51,00	42,06	50,52
TiO ₂	2,67	1,29	1,30	1,43	0,95	1,22	0,97	1,35	1,17	1,25	1,22	2,35	2,75	2,50	1,60	4,20
Al ₂ O ₃	13,68	15,45	15,86	15,44	16,31	15,79	15,26	15,05	13,70	13,80	13,45	13,20	12,60	11,35	14,30	10,91
Fe ₂ O ₃	4,84	4,17	3,58	2,70	2,44	2,96	2,83	3,18	2,30	1,74	3,11	5,30	7,85	6,78	4,58	4,91
FeO	12,28	8,86	8,93	9,21	9,39	9,54	7,15	8,39	7,40	7,90	7,22	9,41	6,82	7,97	6,10	9,88
MnO	0,13	0,12	0,11	0,16	0,14	0,14	0,13	0,16	0,17	0,18	0,16	0,20	0,18	0,22	0,18	0,25
MgO	4,56	7,84	6,87	7,98	10,02	8,52	8,45	6,92	7,00	7,26	7,72	5,16	5,00	5,00	3,92	4,40
CaO	9,40	10,90	11,09	11,79	10,61	11,81	11,12	11,96	9,56	9,52	9,86	10,11	7,95	8,27	20,90	7,75
Na ₂ O	2,87	2,28	2,43	2,21	1,98	2,19	2,51	2,41	2,52	2,27	3,31	2,48	3,04	2,75	0,48	2,68
K ₂ O	0,54	0,45	0,60	0,52	0,42	0,48	0,76	0,68	1,02	1,08	0,82	0,65	1,70	1,43	0,19	1,96
H ₂ O	0,24	0,56	0,28	0,14	0,24	0,24	0,58	0,32	2,02	1,14	3,70	1,58	2,48	2,65	4,26	1,36
P ₂ O ₅	0,22	0,17	0,16	0,15	0,13	0,15	0,14	—	0,12	0,12	0,12	0,32	0,35	0,23	0,14	0,25
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	0,42	—	—	0,60	0,60	—	1,66	1,02
Сумма .	99,98	100,19	99,93	100,02	99,84	99,92	99,28	99,34	100,15	99,83	100,21	100,04	100,11	100,35	100,35	100,09
Параметр																
<i>a</i>	7,1	5,6	6,2	5,4	4,9	5,4	6,6	6,2	6,9	6,5	9,7	6,6	9,3	8,0	1,4	8,8
<i>c</i>	5,6	7,5	7,6	7,6	8,4	7,8	6,8	6,9	5,5	5,8	3,9	5,3	3,9	4,5	2,6	2,9
<i>b</i>	29,6	31,1	29,4	31,2	32,4	31,4	30,0	30,1	26,7	26,7	29,6	29,9	28,1	27,0	35,9	27,6
<i>s</i>	57,7	55,8	56,8	55,8	54,2	55,3	56,5	56,7	60,6	61,0	56,8	58,2	58,7	60,5	53,1	60,7
<i>c'</i>	20,0	18,5	20,5	21,3	13,6	16,9	22,0	25,2	22,3	21,0	26,2	24,0	20,9	20,0	50,1	23,7
<i>m'</i>	26,4	42,9	39,6	43,0	52,0	45,8	47,2	38,9	44,0	45,2	43,0	29,9	30,7	32,2	20,0	27,1
<i>f'</i>	53,9	38,6	39,9	35,7	34,4	37,3	30,7	35,9	33,7	33,8	30,8	46,1	48,4	47,8	29,0	49,2
<i>n</i>	89,4	89,3	86,8	87,5	88,9	87,5	83,5	84,7	78,7	75,2	73,6	86,0	78,1	75,4	78,1	67,5
<i>t</i>	4,0	1,9	1,9	1,7	1,5	1,8	1,4	2,0	1,6	1,6	1,7	3,4	4,0	3,5	2,7	5,9
<i>φ</i>	13,9	11,4	10,7	7,4	6,5	8,0	7,9	9,0	7,1	5,5	8,6	15,5	24,1	20,3	10,8	14,8
<i>Q</i>	-4,4	-7,1	-6,4	-6,8	-9,7	-7,9	-6,9	-6,0	2,2	3,2	-10,6	-1,8	-5,1	-0,3	-6,2	0,9
<i>a : c</i>	1,30	0,75	0,83	0,70	0,58	0,69	0,97	0,90	1,2	1,1	2,5	1,2	2,4	1,7	0,1	3,04

П р и м е ч а н и е. Бассейн р. Апки: 1 — габбро-долериты пегматоидные; 2 — порфировые микродолериты; 3 — оливинсодержащие долериты; 4 — оливиновые долериты; 5 — троктолитовые долериты; 6 — средневзвешенное по интрузии; 7 — среднее по долеритам малых тел; 8 — оливинсодержащие долериты кольцевой дайки (анализы выполнены в химической лаборатории Иркутского геологического управления, 1976). Бассейн р. Илимпин: 8а — афантитовый долерит; 9 — микродолерит; 10—11 — меднозернистый долерит; 12—13 — палагонитовый долерит; 14 — субшелочная долерит с крупным карбонатным прожилком; 15 — субшелочная долерит (анализы выполнены в химической лаборатории Красноярского геологического управления, 1968).

метасоматической проработкой. Свидетельством тому могут служить амфиболизация моноклиниых пироксенов, цеолитизация и, в целом, широкий фронт высокотемпературного скарнирования на всех известных железорудных месторождениях ангаро-илимского типа и в изученных вулкано-интрузивных структурах среди туфогенного поля.

Подводя итог этой весьма общей петрохимической характеристике траппов, развитых в пределах пояса, следует сделать следующие основные выводы: 1) внутрикамерная (кристаллизационная) дифференциация не способствовала накоплению сколько-нибудь заметного количества магнитомагнетитового рудного вещества, хотя бы в качестве рудопроявлений (исключая редкие тела траппов с повышенным содержанием рудного); 2) рудообразование носит наложенный характер по отношению к главной фазе траппового магматизма и связано с дифференциацией магматического расплава в глубинных условиях.

ЭНДОГЕННЫЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В результате многолетних исследований геологии полезных ископаемых Тунгусской структурно-вулканической области в ней выявлен довольно широкий комплекс рудопроявлений, имеющих значительное распространение и представляющих определенный практический интерес. За последние годы область распространения месторождений и проявлений железных руд ангаро-илимского типа значительно расширилась в южной половине за счет Ангаро-Катского, а также Илимпейского, Нижнетунгусского и других близлежащих районов. Наряду с магнетитовыми железными рудами за последние годы выявлена широко распространенная сульфидная минерализация, несущая медь, никель, цинк, свинец, ртуть, в малых количествах — платину, золото и другие металлы, а также барит, пелестин, оптический кальцит. Ведущая роль в этом металлогеническом спектре принадлежит магнетитовым рудам.

Описание строения различных морфогенетических типов рудопроявлений и месторождений приводится в основном по наблюдениям авторов — от наиболее изученных на юге до недавно обнаруженных на севере рудного пояса.

ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Основным полезным ископаемым Ангаро-Вилуйского пояса являются магнетитовые железные руды гидротермально-метасоматического генезиса, которые часто образуют громадные промышленные месторождения и дают множество рудопроявлений, масштабы которых еще не выяснены.

Весьма сходны между собой в самых различных районах пояса геологическое строение месторождений, минеральный состав, структурные и текстурные особенности руд, отнесенных к одному и тому же гидротермально-метасоматическому (ангаро-илимскому) типу. Среди месторождений (проявлений) руд этого типа существуют две основные разновидности:

- 1) магнетитовые проявления в пределах рудоносных вулкано-интрузивных комплексов, вулканических аппаратов и вулкано-тектонических структур (жерловый морфогенетический тип);
- 2) магнетитовые проявления, приуроченные к отдельным тектоническим трещинам и зонам дроблений, линейным зонам минерализации, не имеющие видимой (непосредственной) связи с вулканическими структурами и интрузиями траппов.

Третий морфогенетический тип проявлений железа (контактовый) обычно не образует месторождений и приурочен к экзоконтактам или экзоконтактовым зонам, главным образом, трещинных трапповых интрузий, реже силлов. В отличие от двух вышеизложенных преимущественное развитие он получил в северо-восточной части пояса.

В пределах рудного пояса к проявлениям первого типа относятся многочисленные и наиболее крупные месторождения железа: Коршуновское, Рудногорское, Нерюндинское, Капаевское, Краснояровское, Октябрьское, Пономаревское, Материковское, Кежемское, Ермаковское, Долоновское, Седановское, Иреек-Касьяновское, Горелая Сопка, Бериканская, Мара-Юхтинское, Коврижка-Поливская, Кольцевое, Ждановское, Ново-Бериканская и другие более мелкие проявления.

К рудопроявлениям и мелким месторождениям второго типа относятся: Новое, Спутник, Чапкинское, Нижне-Катангское, часть Непских проявлений и др. Предположительно к этому типу следует отнести и Тагарские месторождения в среднем Приангарье.

Существует также много рудопроявлений второго типа (судя по минералогическому составу руд), запасы которых предварительно оценены как непромышленные, но структура которых совершенно не изучена: Юбилейное, Молдаванская, Читорминское, Верхне-Читорминское, Граминское, Кутское и многие другие.

Из месторождений, приуроченных к рудоносным интрузивновулканическим комплексам, наиболее характерным геологическим строением обладают Коршуновское, Рудногорское, Краснояровское, Октябрьское, Кежемское, Березовское, Ермаковское, Горелая Сопка, Иреек-Касьяновское и др. Все вышеназванные месторождения довольно детально описаны в известной монографии (Ангаро-Илимские железорудные месторождения..., 1960), поэтому здесь для примера приведем лишь характеристику Нерюндинского месторождения. Целесообразность этого выбора продиктована также тем, что Нерюндинское месторождение наименее эродированное из месторождений этого типа, расположенных на юге Сибирской платформы. Поэтому геологические разрезы здесь позволяют проследить за изменениями рудных тел иrudовмещающих структур от близповерхностного уровня до больших глубин (1200 м). На других указанных месторождениях такая возможность отсутствует в связи с тем, что они эродированы на глубины минимум 500—800 м от предполагаемого уровня поверхности, существовавшей в период формирования месторождений.

Нерюндинское месторождение расположено примерно в 100 км к северу от Усть-Илимска. Его геологическое строение подробно изучено в процессе геологоразведочных работ и кратко охарактеризовано в печати (Павлов, Волкова, 1962; Росляков и др., 1970; Страхов, 1975₂).

Стратиграфический разрез осадочных пород, окружающих месторождение, начинается туфогенными образованиями корвунчанской свиты (T_1). Ниже залегают породы следующих свит (сверху вниз): бургуклинской (P_1), катской (C_{2-3}), тушамской (C_1), устькутской (O_1), верхоленской (\mathcal{E}_3).

На глубине 300—500 м скважинами вскрыт трапповый силл мощностью около 100 м, который в 1—2 км от месторождения залегает в осадках пермо-карбона, а в непосредственной близости к рудным телам — по контакту туфогенных отложений корвунчанской свиты с подстилающими осадочными породами палеозоя (рис. 12).

Основная масса магнетитовых руд Нерюндинского месторождения сосредоточена в крутопадающих метасоматических залежах и имеет вкрапленно-брекчиевидную структуру. Менее развиты жильные руды. Субвертикальная рудная залежь и рудные жилы протягиваются в широтном направлении на 2000 м при суммарной мощности 120—200 м. Часть метасоматического оруденения, ответвляясь от субвертикального рудного тела, распространяется в горизонтальном направлении, образуя руд-

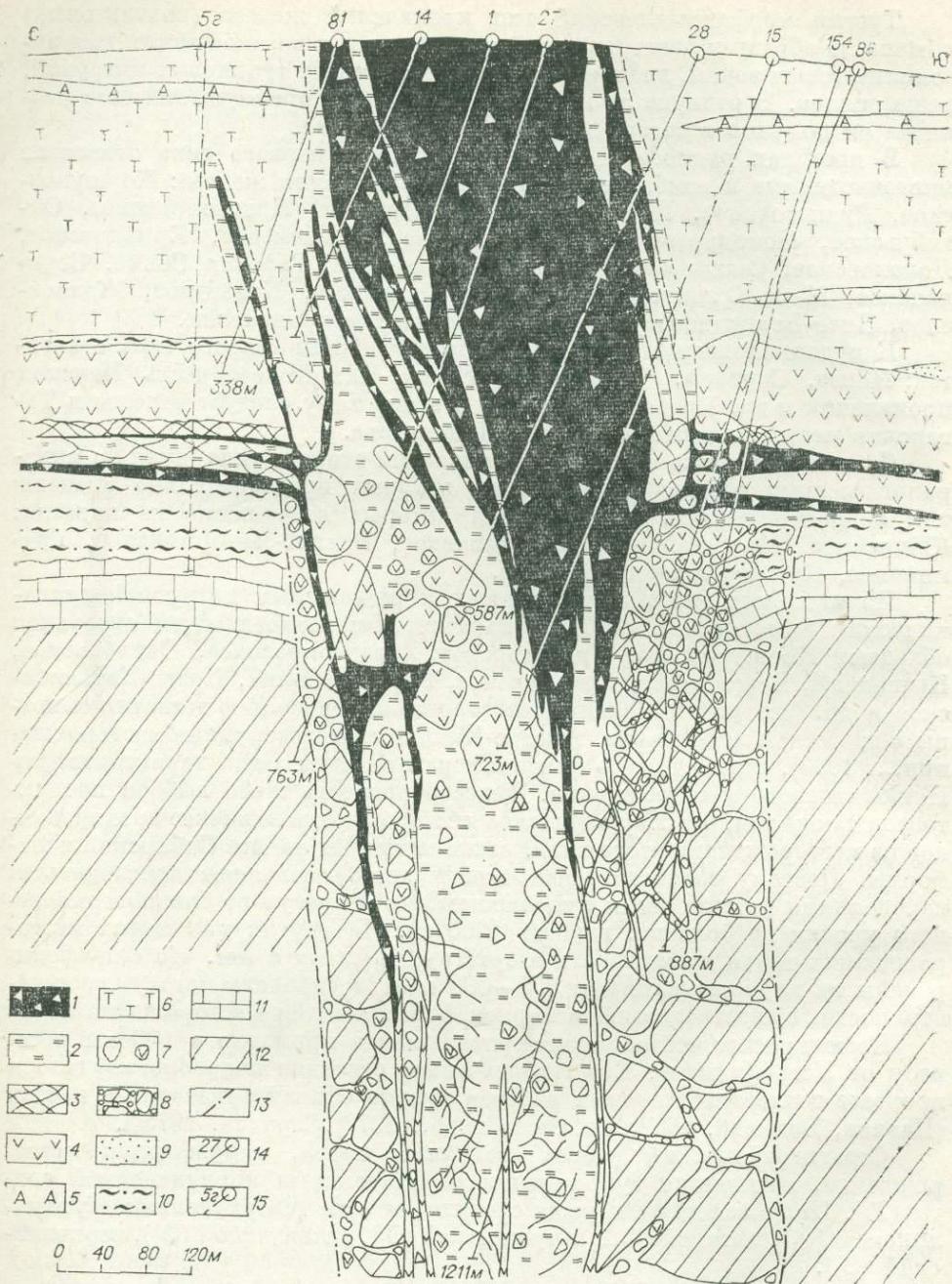


Рис. 12. Геологический разрез Нерюндинского месторождения (по Ю. А. Баженову с добавлениями Л. Г. Страхова).

1 — магнетитовые руды, преимущественно брекчиивидные; 2 — окорудные метасоматиты; 3 — сетчато-прожилковое оруднение; 4 — траши зернистые; 5 — траши афанитовые; 6 — туфы корвунчанской свиты (T_1kr); 7 — туфы жерловой фации; 8 — агломераты жерловой фации с преобладанием обломков и глыб осадочных пород; 9 — песчаники бургуклинской и катской свит (P_1br — C_2 — skt); 10 — песчано-глинистые породы тушамской свиты (C_1tsh); 11 — карбонатные породы устькутской свиты (O_1uk); 12 — осадки верхоленской свиты (C_3vI); 13 — предполагаемые вулканические контакты; 14 — скважины и их номера; 15 — проекция скважин, пройденных вблизи профиля.

ный пласт с неравномерной мощностью под экраном траппового силла. Руды имеют преимущественно брекчийвидный характер там, где они образуются путем замещения брекчийвидных туфов, и сетчато-прожилковый или полосчатый там, где развиваются по осадочным породам.

Как в жильных, так и в метасоматических рудах основным рудным минералом является магнетит с весьма неравномерной по количеству примесью магнезиоферрита и маггемита (Страхов, Васильев, 1974). В верхних частях месторождения магнетит передко замещается гематитом, в связи с чем коэффициент окисности руд резко возрастает.

Минеральный состав руд и оруденелых метасоматитов Нерюндинского месторождения является характерным для месторождений ангаро-илимского типа. Помимо рудных минералов в них содержатся гранат, кальцит, хлориты, гидрослюды, серпентин, цеолиты, апатит, пироксен, эпидот, цоизит и др. Чаще, чем в глубоко вскрытых месторождениях, здесь встречаются гидроокислы железа, сульфиды, кварц, гематит.

Среднее содержание железа в метасоматических рудах колеблется по разным участкам в пределах 35—40%, а в жильных рудах — около 55%.

Мощность крутопадающего основного рудного тела увеличивается с запада на восток. Кроме того, в юго-восточной части месторождения обнаружена рудная залежь в форме глубокой чаши, имеющей в плане вид незамкнутого овала. Руды здесь слагают как бы стекки «чаши», которая внутри заполнена туфогенно-осадочными породами с остатками фауны нижнего триаса. Эти отложения по литологическим признакам и форме залегания весьма сходны с отложениями кратерного озера Октябрьского месторождения (Страхов, 1964). Также сходны и гематит-магнетитовые руды, слагающие стекки чашеобразных залежей этих месторождений.

В геологическом строении надсилловой и подсилловой частей Нерюндинского месторождения имеются существенные различия. Очень важно отметить, что в надсилловой зоне крутопадающие метасоматические руды и оклорудные гидротермалиты образовались путем метасоматического замещения туфогенных пород корвунчанской свиты. Это доказывается неоднократно прослеженными в горных выработках постепенными переходами от туфогенных пород к метасоматическим рудам и безрудным метасоматитам, а также присутствием в рудах и скарнах большого количества реликтов туфогенных пород. Среди этих реликтов особенно необходимо отметить наличие в нижней части надсилловой зоны крупных глыб и участков незамещенных или слабо измененных слоистых туфоаргиллитов и туфопесчаников. Эти породы легко диагностируются даже в сильно измененном виде и свойственны нижним частям корвунчанской свиты, следовательно, наличие их реликтов в скарново-рудной зоне подтверждает происхождение оруденелых пород и скарнов в надсилловой зоне путем метасоматического замещения пород именно корвунчанской свиты, а не пород жерловой фации. Размеры участков таких незамещенных туфогенных пород колеблются в широких пределах — от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров в поперечнике. Подобные «останцы» были зафиксированы и под рудной «чашей» восточной части месторождения.

При прослеживании постепенных переходов от пород корвунчанской свиты к рудам и оклорудным метасоматитам нигде не было отмечено смены покровных отложений на туфы жерловой фации, в связи с чем ни на одной из ныне составленных геологических карт месторождения между туфами корвунчанской свиты и рудами не указано никаких других границ и контактов, кроме условных метасоматических границ и более четких контактов жильных магнетитовых руд (Росляков и др., 1970).

Все вышеуказанные детали геологического строения свидетельствуют о том, что в надсилловой зоне Нерюндинского месторождения отсутствуют признаки трубочной структуры. В пользу этого вывода говорит также отсутствие в оклорудной зоне (в верхней части месторожде-

ния) крупных глыб и блоков осадочных пород, весьма характерных для брекчий трубочных фаций ангаро-ильмских месторождений и известных во многих трубках мира под названием «плавающих рифов». Необходимо напомнить, что на Сибирской платформе подобные глыбы характерны не только для трубок, эродированных до уровня палеозойских пород, но и для их верхних частей, расположенных среди покровных туфов (Оффман, 1959). Различие между трубками, эродированными на разных уровнях, заключается только в количестве таких глыб: в нижних горизонтах их много, а в верхних мало.

Таким образом, отложения корвунчанской свиты по реликтам как бы трассируются на геологических разрезах через субвертикальную скарново-рудную зону. Подобно этому также трассируется и трапповый силл, который в пределах крутопадающей рудной зоны представлен отдельными блоками, между которыми размещаются рудные тела (см. рис. 12). В пределах рудной зоны блоки траппов ступенчато опущены на несколько десятков метров (иногда на 100–200 м) относительно своего залегания в неизменных вмещающих породах.

Траппы прослеживаются через рудную зону не везде отчетливо, так как часть их разбита на более мелкие блоки, которые полностью замещены скарнами и рудами. Однако их трассирование по большинству разведочных профилей убеждает нас в том, что трапповый силл, так же как и отложения корвунчанской свиты, не прорывался трубкой взрыва и в пределах скарново-рудной зоны был разбит на блоки при дорудных тектонических подвижках и просадке над трубкой, опустившись в предрудную, а возможно, и во внутрирудную стадию.

Из вышеизложенного следует, что предполагаемая вулканическая трубка на Нерюндинском месторождении должна проявить себя только в подсилловой зоне, так как выше она перекрыта отложениями корвунчанской свиты и внедренным по ее подошве трапповым силлом. Это предположение подтверждается тем, что в подсилловой части субвертикальной скарново-рудной зоны были обнаружены породы жерловой фации, в комплексе значительно отличающиеся от образований корвунчанской свиты. По ряду скважин (83, 86, 96, 117 и др.) на глубинах 550–888 м и более зафиксированы туфы, которые отличаются от туфов корвунчанской свиты тем, что составляющая их основная масса «обломков» долеритовых порфиритов и миндалекаменных базальтов имеет преимущественно округлую форму (изометричную, овальную, грушевидную и лепешковидную). Размеры «обломков» колеблются в широких пределах от 1 мм до 5–8 см и более. В цементирующем массе таких туфов очень мало характерных для туфов корвунчанской свиты включений, содержащих зерна кварца, полевых шпатов и других минералов.

Местами туфы жерловой фации содержат большое количество обломков осадочных пород размером от нескольких миллиметров до десятков сантиметров и более. Жерловые туфы, как правило, значительно изменены гидротермальными процессами. Метасоматозу подвергается, в первую очередь, цементирующая масса, которая нацело замещается вторичными минералами (карбонат, серпентин, хлорит, гидрослюды, цеолиты, гранат и др.). Что касается «обломков» долеритовых порфиритов, то они изменены в меньшей степени, но даже при полном замещении указанными минералами они сохраняют свою форму, микропорфировую или миндалекаменную структуру и пузыристую текстуру. Обращает на себя внимание, что порфировые вкрапленники плагиоклаза (как отдельные листы, так и глымеропорфировые скопления) и миндалины в порфиритах приурочены чаще всего к субцентральной части мелких «обломочек». В более крупных «обломках» вкрапленники и миндалины разбросаны по всей площади и редко расположены на самом краю «обломка» в непосредственном контакте с цементирующей массой вторичных минералов.

Это явление можно наблюдать в каждом шлифе, в каждом образце

туфов и объясняется оно тем, что большинство таких «обломков» было сформировано из расплавленной магмы, т. е. представляет собой типичные пирокласты. Они не могут быть продуктами взрывного или тектонического дробления уже застывших долеритовых порфириров, ибо в последнем случае порфировые вкрапленники располагались бы равномерно и многие из них были бы расколоты по краевым частям обломков. Кроме того, настоящим обломкам взрывного или тектонического происхождения свойственна преимущественно угловатая форма, а при дроблении интрузивного траппового тела основная масса обломков должна принадлежать раскристаллизованным разностям, а не порфириитам. Трудно себе представить существование крупных интрузивов, застывших на глубине минимум 500 м и при этом не раскристаллизованных в основной массе. Это подтверждается практикой изучения траппов южной части Сибирской платформы и месторождений ангаро-илимского типа, где даже мелкие (до 1 м) жилы траппов хорошо раскристаллизованы.

Образование вышеописанных «обломков» из расплава подтверждается часто встречающейся в них пузыристой текстурой и структурой обволакивания. Как известно, вулканические бомбы формируются вокруг зародышей из газовых пузырей, плотных магматических шлиров или ксенолитов боковых пород (Владавец, 1973). Округлая или шарообразная форма бомб и лапиллей характерна для выбросов вязкой магмы. Распространение таких форм среди жерловых туфов Нерюндинской трубы говорит о выбросе магмы значительно охлажденной, а распространение лапиллей с порфириевой структурой заставляет полагать, что выброс происходил в самом начале кристаллизации магмы. Об этом свидетельствует расположение порфировых вкрапленников ближе к центру мелких лапиллей (размером в несколько миллиметров). Вкрапленники представляют собой зародыши — включения твердого вещества, которые обволакивались расплавом при формировании мельчайших вулканических бомбочек.

Этим выводам не противоречат случаи, когда в некоторых обломках лейсты плагиоклаза оказываются на самом краю, так как цементирующая масса туфов, как правило, замещена гидротермальными минералами и периферическая часть многих бомб оказывается также разъеденной гидротермами. Имеет место и растрескивание части бомбочек в процессе застывания и дробления их при образовании дорудных трещин.

Участки подсилловых туфов, не нарушенные дорудными разломами, имеют характерный брекчиевидный облик, причем окружность вулканических бомб и лапиллей здесь сочетается с угловатыми или угловато-округлыми формами обломков осадочных пород и зернистых траппов. Такое характерное различие форм обломков совершенно однозначно говорит об их происхождении: круглых пирокластов — из полужидкого магматического расплава, а угловатых обломков — из твердых осадочных и интрузивных пород, дробившихся при взрыве.

Примесь обломков боковых пород в породах жерловой фации непостоянна по составу и размеру. Среди них часто встречаются песчаники, алевролиты и аргиллиты пермо-карбона или известковистые алевролиты и аргиллиты верхнего кембрия. Реже присутствуют обломки зернистых траппов и в единичных случаях угловатые обломки кварцитов. Некоторые обломки осадочных пород включены внутрь базальтовых бомбочек или погружены в них наполовину. В скважине 154 на глубине 1163 м среди слабоуроженелой брекции Л. Г. Страховым обнаружена глыба доломита с включениями каменной соли. Вмещающие породы на этом уровне сложены осадками верхнего кембрия, среди которых соленосные доломиты неизвестны. Следовательно, налицо перемещение вверх на несколько сотен метров обломка соленосно-карбонатных отложений нижнего — среднего кембрия.

Как показал просмотр керна ряда скважин, в подсилловой зоне по периферии крутопадающих рудных тел наблюдается перемежаемость мел-

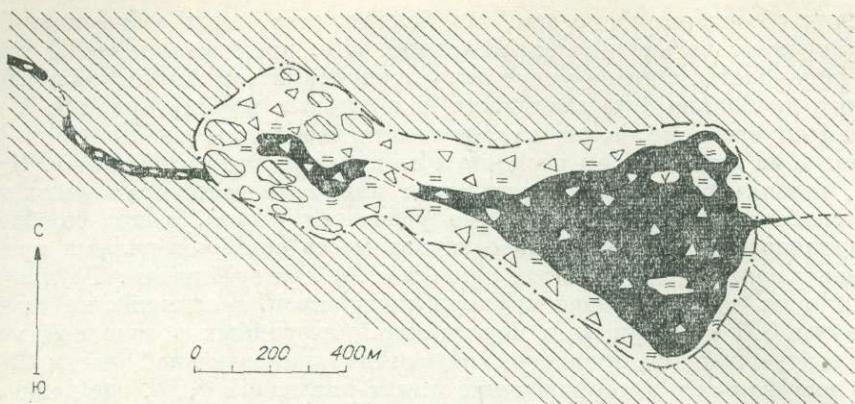


Рис. 13. Геологический план подсилловой зоны Нерюндинского месторождения на горизонте 240 м. Усл. обозначения см. на рис. 12.

кообломочных жерловых туфов с мелкими и крупными глыбами осадочных пород пермо-карбона, ордовика и кембрия. Количество и размеры последних возрастают в прибрежной зоне трубок. С глубиной значительно увеличивается количество траппового материала в виде участков трапповых брекчий, отдельных глыб зернистых траппов, погруженных в туфы, или участков сплошных мелкозернистых траппов с различной степенью скарнирования.

Аналогичная картина наблюдается на глубоких горизонтах многих трубок Ангаро-Илимских месторождений (Коршуновское, Шестаковское, Рудногорское, Касьяновское, Ермаковское и др.), где на глубине чувствуется близость траппового некка (Ангаро-Илимские железорудные месторождения..., 1960).

Непосредственно среди руд субвертикальной залежи Нерюндинского месторождения можно часто найти доказательство того, что метасоматические руды на больших глубинах в подсилловой зоне произошли путем замещения туфов жерловой фации. Об этом говорит преимущественно брекчированный характер метасоматических руд, среди которых часто можно встретить кокардовые разновидности, в которых магнетитом замещены только периферические части бомбочек (вулканических), а в центре микрозернистая серпентинизированная порода сохраняет реликты порфировой или миндалекаменной структуры долеритовых порфиритов.

На горизонтном плане (рис. 13) для подсилловой части месторождения (на уровне отметки 240 м) видно, что среди поля верхнекембрийских осадочных пород располагается зона брекчий (туфы, агломераты), замещенных в центральной части метасоматическими магнетитовыми рудами вкрапленно-брекчевидных текстур. На протяжении 1400 м зона брекчий имеет мощность от 700 м на востоке до 250 м в перегиме ближе к западному флангу месторождения. За пределами оваловидной брекчевой зоны фиксируются лишь единичные субвертикальные разломы, заполненные жильной или метасоматической брекчевидной рудой, мощностью не более 10—20 м. По бокам этих разломов смещение пород не зафиксировано.

Такая резкая смена мощностей брекчий особенно заметна на восточном конце месторождения, где на расстоянии всего 120—130 м мощность брекчированных пород падает с 600 до 20 м. Конфигурация брекчированной зоны в плане в виде неправильного овала с пережимом в субцентральной части и резкий переход ее в маломощные зигзагообразные разломы без заметной амплитуды смещения не вяжется с концепцией исключительно тектонического происхождения брекчий, даже если игнорировать на-

личие в них типичных пирокластических образований и большое разнообразие обломков пород, приведенных внутри брекчевой зоны к одному уровню. Среди последних выше уже упоминались обломки кварцитов, происходящие из фундамента платформы, залегающего здесь на глубине 3,5–4 км.

На западном фланге месторождения внутри брекчевой зоны (см. рис. 13) фиксируется много огромных блоков осадочных пород верхнего кембрия, которые некоторыми исследователями рассматриваются как останцы вмещающих пород между зонами дробления. Однако изучение керна скважин (154, 117, 83) показало, что часть из них не останцы, а скорее крупные глыбы или блоки, перемежающиеся с маломощными участками туфов и брекчий. Причем, судя по различно направленной слоистости (конец скв. 83 и 117), эти блоки были смещены. Следовательно, эти крупные глыбы — составляющие крупноглыбовой брекции внутри трубы взрыва. В тех случаях, когда внутри таких блоков сохраняется однонаправленная к оси керна слоистость, мы, очевидно, имеем дело с блоками боковых пород, сползшими вдоль бортов трубы. Аналогичное явление широко распространено и доказано на фактическом материале для других трубок юга Сибирской платформы (Ангаро-Илимские железорудные месторождения..., 1960). Погоризонтный план, построенный с этих позиций, представляется вполне типичным для трубок месторождений ангаро-илимского типа, вскрытых на уровне осадков ордовика и кембрия.

Итак, наличие трубы взрыва в подсилловой зоне Нерюндинского месторождения подтверждается рядом фактов, в том числе присутствием жерловой фации туфов среди брекчий, вмещающих оруденение, и общей конфигурацией брекчевой зоны в плане.

В пользу этого предположения говорит также наличие кольцевой рудной зоны чашеобразной формы среди туфогенно-осадочных пород в восточной части месторождений — образования, имеющего провальный характер типа кратерного озера. Как известно, аналогичные образования, но более молодого возраста известны на Октябрьском месторождении, где они залегают явно в пределах трубообразной структуры и где также отмечается кольцевое оруденение, характерное для многих месторождений ангаро-илимского типа (Кольцевое, Капаевское, Добчурское, Верхне-Бериканско и др.). В пользу вулканической природы главной рудоконтролирующей структуры Нерюндинского месторождения говорит также расположение даек траппов вокруг него, аналогичное кальдерообразным постройкам севера Сибирской платформы (Андрусенко, 1971).

В пределах Нерюндинского месторождения совершенно определенно зафиксировано весьма крупное опускание туфогенной толщи с амплитудой порядка 200 м, благодаря чему мощность корвунчанской свиты здесь доходит до 350—400 м, в то время как в окружающем районе она не превышает 200 м. Этот провал также является характерной чертой строения всех ангаро-илимских трубок и хорошо объясняется просадкой внутритрубочных пород в результате их уплотнения, продолжавшегося длительное время, начиная с момента заполнения трубы пирокластами и обломками боковых пород и кончая гидротермальной минерализацией всех внутритрубочных пород.

Вытянутая форма трубы Нерюндинского месторождения не является исключительной, тем более, что намечающийся в центральной части пережим говорит о возможном разветвлении трубы на глубине, подобно главной трубке Рудногорского и некоторых других месторождений Ангаро-Илма (Ангаро-Илимские железорудные месторождения..., 1960; Росляков и др., 1970).

Наиболее широкая часть трубы намечается на восточном фланге месторождения, где сверху фиксируется чаша кратерного озера и наблюдается наибольшая просадка траппового силла и вышележащих пород корвунчанской свиты. В связи с развитием наиболее благоприятных для метасо-

матоза мелкообломочных туфов здесь наблюдается самое мощное и глубоко распространяющееся метасоматическое оруденение.

Западная часть трубы, начиная с глубины 600—700 м, заполнена преимущественно крупноглыбовой брекчий, а снизу, очевидно, близко подходит трапповый некк. Эти породы значительно менее благоприятны для метасоматоза, поэтому здесь с глубиной наблюдается выклинивание основных рудных тел и переход их в маломощные рудные жилки (см. рис. 12).

Интерпретация структуры месторождения как вулканической трубы помогает понять, почему в окорудной зоне из стратиграфического разреза осадочных толщ выпадает бургуклинская и частично катская свиты. Размыт этих свит узко локализован в изометричном или овальном участке диаметром 2—3 км, в центре которого располагается скарново-рудная зона. За пределами участка мощность этих свит быстро восстанавливается. Это явление легче всего объясняется эрозией верхней части вулканической постройки непосредственно вслед за ее образованием. Куполовидные поднятия характерны для всех вулканов центрального типа и развиваются, как это теперь доказано непосредственными наблюдениями, перед каждым извержением.

Нерюндинское месторождение приурочено к вулканической трубке длительного развития, образовавшейся (по геологическим данным) в тутончанском веке ($P_2 - T_1$) или даже в верхней перми. Трубка была заполнена туфами и агломератами жерловой фации, типичными для трубок Ангаро-Илимских месторождений. После образования верхняя часть трубы была эродирована до уровня нижнекарбоновых отложений и перекрыта туфами корвунчанской свиты. Затем произошло внедрение траппового силла, продвигавшегося, вероятно, с севера между слоями пермо-карбоновых отложений. Это подтверждается фигурацией и выклиниванием силла к югу от месторождения. Уплотнение пород, заполнивших трубку, и их просадка продолжались длительное время и привели к опусканию перекрывавших трубку туфогенных пород и траппового силла, особенно в восточной части месторождения, где в результате этого возникла чаша кратерного озера. В юрское время в связи с новой активизацией тектонических движений на платформе трещины — пути проникновения газов и магмы — подновлялись, продолжаясь в породах корвунчанской свиты. Циркуляция постмагматических растворов по этим трещинам привела к образованию рудных тел и окорудных метасоматитов.

Изучение Нерюндинского месторождения продолжается, но вышеизложенные данные позволяют сделать некоторые выводы.

1. Некоторые, а может быть и многие, вулканические трубы железорудных месторождений ангаро-илимского типа образовались до отложения основной массы пирокластов, поэтому они могут перекрываться отложениями корвунчанской свиты и внедренными в них трапповыми силлами.

2. Учитывая значительную экранирующую роль траппов на Нерюндинском месторождении (несмотря на сквозной характер рудоподводящих трещин), следует обратить особое внимание на поиски магнетитовых руд в трубках, скрытых под трапповыми силлами. Для этой цели при проверке имеющихся в трапповых полях высокointенсивных магнитных аномалий следует буровые скважины не останавливать в траппах, как это практиковалось до настоящего времени, а проходить трапповые силлы до уверенного выхода в подстилающие осадочные породы.

Месторождение Спутник является примером трещинного типа, располагается оно в двух км к югу от Нерюндинского. Приурочено в основном к радиальной трещине Нерюндинского рудоносного вулканического комплекса с мелкими ответвлениями жил по субконцентрическим трещинам. Сплошная жила магнетита длиной около 1800 м и мощностью 12—40 м падает под углом 70—75° (Росляков и др., 1970). Оперяющие трещины и

главная рудная жила окружены маломощным ореолом скарновых пород с гранатами и более низкотемпературными гидротермальными. Вмещающие породы — песчано-глинистые отложения пермо-карбона.

Кроме двух перечисленных и описанных выше типов месторождений, в Ангаро-Илимском и Ангаро-Катском районах существует несколько отличное от них рудопроявление Новое. Здесь основная масса гематит-магнетитовых руд располагается в виде метасоматических субгоризонтальных залежей, ответвляющихся от крутопадающего жильного магнетитового тела (трещинно-жильного типа). По существу, эта залежь по геологическому положению аналогична подсилловой залежи Нерюдинского месторождения или другим субгоризонтальным метасоматическим рудным телам, ответвляющимся от главных субвертикальных стволовых структур.

Характерно, что месторождения типа Спутник и типа Новое расположаются в непосредственной близости от более крупных рудоносных вулканических комплексов, соответственно — Нерюдинского и Ждановского. В последних вулканические трубки являются главными стволовыми структурами.

Прочие рудопроявления. На всей прилегающей с севера части территории Ангаро-Вилуйского рудного пояса, сложенного вулканогенными породами (бассейны рек Катанга, Нижняя Тунгуска, Илимпей и Чуя) развит преимущественно жильный тип оруденения, иногда со значительным скарнированием. Проявления магнетитовых руд многочисленны; в пределах лишь Тунгусско-Илимпейского междуречья их выявлено около 70. Рудные жилы различной мощности (от нескольких сантиметров до 15 м) и протяженности (от нескольких сотен метров до 2 км), обычно крутопадающие, иногда образуют серию жил и прожилков, сопровождающихся скарнами (гранатовыми, гранат-везувиановыми, кремнисто-карбонатными). По минеральному составу руды магнетитовые, магномагнетитовые, кальцит-магнетитовые. Следует заметить, что наряду с рудами, несущими окорудные скарны, в вулканогенном поле пояса чаще отмечаются магнетитовые жилы без сколько-нибудь значительных контактовых изменений вмещающих туфов.

В Чиркуйском районе (бассейн р. Вилуй и низовьев р. Чоны) руды локализованы в пределах зон дробления и локальной гидротермально-метасоматической переработки вулканогенно-осадочных толщ верхней перми и нижнего триаса и принадлежат к трещинному типу. По данным М. И. Косова, вмещающие их тектонические нарушения сопровождаются аподолеритовыми щелочными метасоматитами и апотуфовыми известковыми скарнами, кальцитовой, кальцит-магнетитовой минерализацией, повсеместным развитием окварцевания. Связаны такие изменения обычно с вулкано-интрузивно-тектоническими структурами проседания и ограничениями приподнятых тектонических блоков пермских пород в туfovом поле. Характерной особенностью железных руд этого района является приуроченность к телескопированным верхнепалеозойским и мезозойским тектоническим структурам типа поднятий и впадин, унаследовавших положение и знак изометричных блоков фундамента.

В отличие от этого телескопированные тектонические структуры, сформированные на нижнепалеозойском структурном основании, не сопровождаются оруденением. Рудные жилы, иногда достигающие мощности 3—8 м и протяженности до 1,5 км, обычно одиночны, располагаются вне связи с траппами или в одних с ними зонах дробления и характеризуются субширотным и северо-восточным простиранием. По химическому составу слагающие их руды относятся к сильно окисленным марцитовым и полумарцитовым высококачественным рудам с низкими содержаниями вредных, а также полезных примесей.

К юго-западу от Чиркуйского района железные руды располагаются в виде серий магнетитовых жил среди вулканогенно-осадочных толщ нижнего триаса в минерализованных зонах дробления, достигающих ширины

50—250 м и протяженности в несколько километров. Сложены они гранат-везувиановыми скарнами, кальцитизированными и цеолитизированными туфами, развивающимися подобно магнетитовым жилам в отрыве от трапповых интрузий. Пожалуй единственным рудопроявлением жерлового морфогенетического типа является Озерное (правый борт р. Джекинде), представленное гранат-везувиановыми скарнами и кремнисто-карбонатными породами с прожилками магнетита среди агломератовых туфов и базальтов жерловой фации. В обычных же случаях рудопроявления железа не связаны с довольно многочисленными в пределах этой площади вулканическими аппаратами типа кольцевых и телескопированных конических интрузий, туфовых и базальтовых жерл и принадлежат трещинному типу.

Ахтарандинский район (бассейн рек Вилвой и Ахтаранда) располагается к северо-востоку от Чиркуйского района и в отличие от него является областью преимущественного развития гипабиссальных трапповых интрузий при ограниченном развитии субвулканических интрузий центрального типа. Слабое распространение здесь получили и туфы жерловой фации, развитые в пределах трубок и линейных трещин (мощностью до 8 м) и смещающиеся с глубиной миндалекаменными порфировыми микродолеритами (Масайтис, 1962). Возможно, именно к такому трещинно-жерловому типу относятся и скарнированные туфы трубки (?) Эринга, вмещающей уникальное проявление ахтарандитов и борсадержащего везувиана (виллюита) в гранат-везувиановых скарнах (Оффман, Новикова, 1955; Ляхович, 1956), с которыми связано и единственное проявление прожилково-жильных железных руд жерлового морфогенетического типа. В основном же руды железа совместно с гроссуляровыми скарнами или в отрыве от них развиваются в карбонатных толщах нижнего палеозоя в пределах тектонических нарушений вулканогенно-осадочных толщ перми и нижнего триаса в экзоконтактах трапповых интрузий и вне связи с ними, т. е. принадлежат контактому и трещинному типам.

Верхне-Ботуобинский рудный район (вершинная часть бассейна рек Чона и Большая Ботуobia) располагается в пределах Ангаро-Вилвойской зоны разломов непосредственно вслед за Непским районом. В этом районе отмечаются массовое развитие трапповых интрузий и ограниченное развитие туфов жерловых фаций, выделяемых главным образом по результатам аэромагнитной съемки. В соответствии с этим значительное распространение здесь получили серпентинизированные гроссуляровые скарны в экзоконтактах среднепалеозойских и нижнетриасовых трапповых интрузий, сопровождающиеся, согласно наблюдениям В. И. Шаталова, прожилково-вкрашенными и линзовидными железными рудами (контактовый морфогенетический тип). Значительно меньшее развитие получили железные руды жерлового типа, локализующиеся, по данным В. И. Сафьянникова, в скарнированных и гидротермально измененных (серпентинизированных) туфах жерловой фации в виде жил и прожилково-вкрашенных обособлений. Жильные рудные тела обычно невелики по размерам — не более 50 м по простирианию (при мощности 1—3 м) с магнитной интенсивностью аномалий порядка 150—800 гамм, но выделяются высокой титанистостью руд и необычным составом рудной фазы. Контактовые зоны минерализации — более значительных и с большей интенсивностью аномалий (до 2 тыс. гамм). Заметные различия между этими двумя типами проявлений устанавливаются и в их распространении в пределах района: контактового типа — по периферии траппового интрузивного поля вдоль Ангаро-Вилвойской зоны глубинного разлома, а жерлового — в северо-западной части района.

Мирнинский район располагается на северо-восточном окончании Ангаро-Вилвойской зоны глубинного разлома (в бассейнах рек Малая Ботуobia и Аппая). Район характеризуется интенсивной низкотемпературной гидротермальной минерализацией нижнеордовикских терриген-

но-карбонатных толщ в зонах дробления и брекчирования, довольно многочисленными проявлениями базальтовых туфов жерловой фации с низкотемпературными гранатовыми скарнами, прожилково-вкрашенными и брекчиевидными железными рудами. Подобные же изменения (хлоритизация, серпентинизация, карбонатизация с окварцеванием и брекчированием) установлены в экзоконтактах трещинных интрузий (даек) траппов среднепалеозойского возраста, местах их разрыва и выклинивания (Масайтис и др., 1975). В соответствии с особенностями развития минерализации железные руды принадлежат почти исключительно жерловому и трещинному морфогенетическим типам, заметно обособляющимся в пределах района. В северо-западной части района получил распространение главным образом трещинный тип оруденения, образующий довольно значительные проявления. В одном из наиболее крупных проявлений этого типа (Хатыстырском), первоначально выделенном Ю. В. Сафьянниковым (Хайми и др., 1974) в качестве жерлового, под 20-метровой толщей нижнеюрских осадков вскрывается 40-метровая зона дробления кальцитизированных пород ордовика с вкрашенностью гроссуляра в верхней части зоны и гнездово-прожилковыми, массивными и брекчиевидными железными рудами в ее низах. Жерловый тип руд в этой части района в виде жил и прожилково-вкрашенной минерализации ограничен кимберлитовой трубкой Мир и туфовой трубкой Кюелляхской. В последней под 98-метровой толщей пермо-карбоновых осадков вскрываются сильно карбонатизированные базальтовые туфы с почти нацело измененными обломками стекла, гиалобазальтов и долеритовых порфиритов, слабо оруденелых в нижней части разреза (тонкая вкрашенность магнетита, гематита, сульфидов железа).

Значительно большее развитие жерловый тип оруденения в противовес трещинному получил в юго-восточной части района, где вдоль северо-восточной Аппаинской (Хампинской) зоны разломов сформировалась серия базальтовых туфовых трубок, скарнированных и высокоминерализованных, с обильной прожилково-гнездовой вкрашенностью сульфидов и массивными жильными и кокардовыми рудами железа. Как показало изучение вертикального разреза одной из трубок (Аппаинской), базальтовые туфы по характеру включений, особенностям оруденения имеют много общего с описанным выше Нериондинским месторождением. Гидротермально-метасоматическое оруденение ограничено глубиной в первую сотню метров. Магнитная интенсивность (до 3500 гамм) проявлений жерлового типа в этой части района соизмерима с магнитной интенсивностью проявлений трещинного типа (до 4000 гамм). Невелики и приблизительно соизмеримы поперечные размеры проявлений жерлового типа (в среднем до 500 м). Кроме трещинного и жерлового морфогенетических типов железных руд, в пределах района установлены и единичные проявления прожилково-вкрашенных руд в эндо- и экзоконтактах трещинных интрузий траппов (контактовый тип), а также в своеобразных пласто- и жилообразных телах базальтовых туфов, выделенных В. Л. Масайтисом и др. (1975) в качестве интрузивных туфов (туффизитов), в большей части безрудных. Рудопроявления этих типов также сопровождаются гроссуляровыми скарнами, кальцит-серпентиновой и сульфидной минерализацией.

Практически за пределами Ангаро-Вилюйского рудного пояса расположены железорудный Нюйский район. Располагаясь в нижней части бассейна р. Нюи на окончании Пеледуйского вала и слагающей его Верхне-Джербинской антиклинали, район контролируется Контайско-Джербинской зоной разломов (по схеме Масайтиса и др., 1975) и вмещает довольно многочисленные проявления железных руд. Рудопроявления, впервые установленные Б. Н. Страховым еще в 1957 г., вскрыты лишь одиночными горными выработками (шурфами). Сопровождаются они довольно значительными магнитными аномалиями (5000—10 000 гамм при поперечных размерах до 500, реже 1000 м). Распространяясь в поле развития трещинных

среднепалеозойских траповых интрузий, проявления сложены рудами главным образом двух морфогенетических типов: трещинного и контактного. Оолитовые, массивные, жильные и вкрашенные руды этих проявлений располагаются обычно среди кембро-силурийских карбонатных пород, в контактах трещинных интрузий траппов и очень редко — в пределах туфов жерловой и интрузивной фаций — туффизитах (Масайтис и др., 1975). На одном из таких проявлений (Усть-Ньюском) закартированы две мощные (до 10 м) и протяженные (400—800 м), возможно кулисообразные жилы магнетита. В одной из сопровождающих жил зон вкрашенных руд действительно установлены туфоподобные брекчии, нацело измененные с образованием гранат-эпидотовых скарнов. Высокая интенсивность магнитной аномалии (7500—20 000 гамм) и возможное наличие с глубины 50—60 м более крупных тел скарнов (по геофизическим данным) могут указывать на значительные размеры рудопроявления, возможно прилежащего жерловому типу.

Из числа рудопроявлений контактного типа в пределах района известность получило только Боруукское проявление (Масайтис и др., 1971, 1975; Гоньшакова, 1962), расположение в экзоконтакте кровли трапового силла (Талахтахского) в виде линз сплошных и вкрашенных руд и подробно описанное ранее (Гоньшакова, 1961).

В соотношении рудных тел с геолого-структурными особенностями отдельных районов пояса имеются некоторые различия. Как уже упоминалось, на юго-западе пояса (Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский районы) и во внутреннем поле его, сложенном вулканогенными образованиями тутончанской и корвунчанской свит (юго-восточная часть Тунгусской синеклизы), формы рудопроявлений довольно специфичны (Домышев, 1968, 1974). В первом случае магнетитовые руды имеют мощные высокотемпературные скарны с соответствующим набором высокотемпературных минералов в них (Вахрушев, Воронцов, 1976) и в поверхностных условиях дают промышленные месторождения с крупными запасами. Основную массу руды дают стволовые тела, а периферические жильные рудопроявления как детали лишь подчеркивают размеры и глубину эрозионного среза вулкано-интрузивных структур.

Во втором случае мы наблюдаем главным образом именно детали, т. е. трещинно-жильное и прожилковое оруденение, развивающееся по зонам дробления вулканогенных пород, подтверждающих наличие вулкано-структур, о чем свидетельствует анализ материалов поисково-съемочных работ. Подавляющее большинство рудопроявлений локализуется здесь на участках развития и влияния выделяемых вулкано-тектонических структур, которые явились основными путями разгрузки промежуточных магматических очагов в начале (в эксплозивную fazу) и рудоносных флюидов в заключительную гидротермально-метасоматическую fazу трапового магматизма. Отсутствие мощных тел руд и скарнов среди вулканогенных пород дает нам основание утверждать, что широко развитые в туfovом поле рудоносные вулкано-тектонические структуры имеют небольшой эрозионный срез по сравнению с Ангаро-Илимским. Поэтому, сравнивая выходы рудопроявлений на поверхности, нельзя исключать отдельные рудопроявления из числа имеющих стволовые и субгоризонтальные формы более крупных залежей железных руд, экранированных силлами долеритов подобно Нерюндинскому.

Наравне с вышеописанными жильными рудопроявлениями, связанными с вулкано-тектоническими структурами, нередко отмечаются рудные тела, удаленные от таковых, но имеющие явную связь с линейными зонами дробления, тяготеющими к протяженным разломам в осадочном чехле.

Исходя из разницы в уровнях эрозионного среза, скорее всего надо рассматривать некоторые различия и в минералогии рудопроявлений в этих районах. Таким образом будут объяснены минералогические, петрохимические и петрогенетические особенности их.

В качестве примера неоднократно стадийного минералообразования на отдельных рудопроявлениях приведем описание так называемой «железной горы» на р. Южной Чуне (7 км выше по течению от п. Стрелка — Чуня). На этом участке четко выражено зональное строение, отражающее двустадийное формирование рудопроявления. Здесь по мощной зоне дробления северо-восточного простираия на один уровень с вулканогенно-осадочными породами туточчанской свиты (туфопесчаники, туфоалевролиты, пепловые и пизолитовые туфы) выведен блок верхнепермских песчаников.

В первую стадию рудогенеза по песчаникам (мощность до 1200 м) сформированы гранат-магнетит-карбонатные скарны в основном вблизи контакта с вулканогенно-осадочными породами, вверх по разрезу степень гидротермальной переработки уменьшается. Песчаники, обычно слабосцементированные, желтовато-серые, приобрели сахарно-белый цвет, карбонатизированы и окремнены, монолитны, с шаровыми конкрециями. Многогранники граната гроссуляр-андрадитового ряда (зеленого и розовато-бурового цветов) достигают размеров 3—4 мм. Вдоль приконтактовой зоны трещиноватости наблюдаются частые пустоты с друзами кварца и кальцита и кремнисто-магнетит-карбонатные прожилки. Отмечается трещиноватость северо-западного простираия, т. е. вкрест простираия главной; но как первая, так и вторая сопровождаются значительным ожелезнением, образуя довольно густую сеть ржаво-бурых прожилков в туфах и песчаниках. В нижней части разреза вулканогенно-осадочных пород интенсивно проявлены шаровая отдельность и трещиноватость, по которой развиты жилы магнетита (до 15 см). Здесь же в приконтактовой части в вулканогенно-осадочных породах наблюдается жильно-прожилковое сульфидное оруденение, несущее пирит-халькопиритовую и пирротиновую минерализацию.

Ко второй стадии формирования рудопроявления «железная гора» относится низкотемпературная шпатовая минерализация, приуроченная к зоне дробления вулканогенно-осадочных пород, параллельной вышеописанной, но удаленной от нее и сравнительно высокотемпературной. Вмещающие шпат породы не несут сколько-нибудь существенных минералогических изменений, кроме сопутствующей кальцитизации, но интенсивно раздроблены, разрыхлены и приобрели шарово-скорлуповатую отдельность.

Таким образом, среди вулканогенного поля имеются рудные зоны длительного развития, приуроченные к линейным зонам разрывных нарушений, которые являются как рудовмещающими, так и рудоконтролирующими. Нередко подобные структуры имеют большую протяженность (более 100 км), например месторождение исландского шпата Разлом в бассейне р. Нижней Тунгуски.

В целом же для Ангаро-Вилюйского рудного пояса, входящего в Тунгусскую структурно-вулканическую область, трещинно-жильный и трубочный морфогенетические типы проявления железных руд являются главными типами.

ГИДРОТЕРМАЛИТЫ

К гидротермальным нами отнесены средне- и низкотемпературные гидротермальные рудопроявления (сульфидное полиметаллическое, золоторудное, медно-никелевое), имеющие, как правило, минералогическое значение, и наиболее широко развитое неметаллическое — часто создающее промышленные месторождения исландского шпата, проявления барита, целестина, цеолитов и др.

Ниже мы кратко охарактеризуем геолого-структурные и морфогенетические особенности проявлений ряда из вышеперечисленных рудо-

проявлений в различных районах Ангаро-Вилюйского рудного пояса.

Гидротермальные проявления сульфидов рассеяны по всей Сибирской платформе, однако крупных промышленных скоплений, исключая Норильский рудный район, пока не установлено. Но такие факты, как региональная зараженность полиметаллами, высокое содержание их в отдельных точках, крупные масштабы тектонических зон, затронутых гидротермальными процессами, дают основание для предположения о возможных промышленных концентрациях полиметаллических руд.

Проявления медно-никелевой минерализации в пределах рудного пояса, кроме Ангаро-Илимского района (Вахрушев, Воронцов, 1976), известны в центральной части пояса (бассейны рек Илимпейя, Чуня, Таймыра) и крайних северо-восточных районах его (бассейн р. Вилюй). Минерализация представлена преимущественно халькопиритом в ассоциации с кальцитом, пиритом, пирротином, магнетитом и гематитом; она повсеместно контролирует тектонические трещины и контакты интрузивных тел в форме многочисленных сульфидных кварцево-карbonатных жил и прожилков среди вулканогенно-осадочных пород нижнего триаса и осадочных пород верхнего палеозоя.

Нами была изучена слабая медно-никелевая минерализация на рудо-проявлении «железной горы» по р. Южной Чуне (Домышев, 1968, 1974). Здесь вскрыта оруденелая зона туфогенных пород, превращенных в кварц-карbonатно-сульфидные образования (с содержаниями меди — 0,67%, никеля — 0,32%, кобальта — 0,11% по данным спектрального анализа), сочетающиеся с жилами магнетита.

Вызывает интерес обнаруженное Л. И. Шахотько (1967) на р. Нижней Тунгуске (против устья р. Илимпей) проявление медно-никелевой минерализации, приуроченное к зоне дробления в центральной части и на эндоконтакте дайки «Большой» с породами корвунчанской свиты. На рудо-проявлении выявлены три парагенетические ассоциации: 1) пентландит-пирротин-кубанитовая, приуроченная к зоне автобреекирования у эндоконтакта дайки; 2) пирит-халькопиритовая в зоне дробления центральной части дайки; 3) вкрашенная магнетитовая во вмещающих породах.

Для северной части пояса, как и для южной, характерно частое сопровождение магнетитовых жил кварц-карbonатными образованиями, содержащими сульфиды меди.

Полиметаллическая минерализация (Pb, Zn) также не образует сколько-нибудь значительных концентраций. Она представлена вкраплениями галенита и сфалерита в туфах корвунчанской свиты вдоль минерализованных зон дробления. Например, при производстве поисково-съемочных работ геологами Иркутского геологического управления в 1968—1972 гг. обнаружено проявление свинца, приуроченное к Тунгусско-Мункамбинской зоне разломов, ориентированной в северо-восточном направлении. Галенит здесь образует неправильные выделения в жилках кварцево-карbonатного состава долеритовой дайки. На правом берегу р. Ейки среди крупнообломочных туфов корвунчанской свиты также обнаружены три ветвящиеся жилы барита мощностью до 25 см и протяженностью 7—30 м с вкрапленностью сфалерита, галенита и пирита. Спектральным полуколичественным анализом этих вкрапленных руд установлено содержание свинца 0,1—1%, цинка 0,1—1%, титана 0,1—1%, кобальта 0,01—0,6%, меди 0,003—0,2%.

Вкрапленность галенита и сфалерита наряду с пиритом и халькопиритом наблюдается в ряде минерализованных зон дробления в ассоциации с магнетитом — бассейн р. Ейки (проявление Аямское, Сириньканское), с целестином (месторождение Лучистое), исландским шпатом (междуречье Иритки и Илимпей).

В северо-восточной части Ангаро-Вилюйского рудного пояса (районы Мирнинский, Верхне-Ботубинский и другие) спектр полиметаллического оруденения остается почти одинаковым с вышеописанными, но

имеет свои специфические структурно-генетические особенности.

В Мирнинском районе по зонам вертикальной трещиноватости среди кимберлитов трубок Мир и др., в тектонических брекчиях и во вмещающих осадочных толщах, в кварц-кальцитовых жилках установлены значительные содержания сфалерита и галенита, повышенные концентрации меди, серебра, никеля, молибдена, свинца (до 1,4%).

Кроме того, В. Л. Масайтис и др. (1975) в Вилюйско-Мархинской зоне разломов среди карбонатных пород нижнего палеозоя отмечали прожилково-вкрашенные концентрации галенита, сфалерита, халькопирита с повышенными содержаниями кадмия, никеля, кобальта. В скарнированных базальтовых туфах жерловой фации отмечена вкрашенность халькопирита и сфалерита, флюорита, галенита, барита (трубка Кюелляхская).

В обломках долеритов из коры выветривания трапповых интрузий, в долеритах трещинных интрузий (дайках) отмечаются вкрашенность и дендриты самородной меди. Самородная медь (в миндалинах) установлена в последние годы П. И. Зуевым при изучении среднепалеозойских палагонитовых базальтов, которые по данным количественного спектрального анализа содержат незначительные концентрации цинка (0,1—0,2%), ванадия (0,1—0,2%), меди (0,026%). Вкрашенность галенита и сфалерита установлена над штокверковым телом скарнированных траппов в отложениях катской свиты. В сульфидных концентратах микродолеритов трещинных интрузий обнаружено повышенное содержание ванадия (0,07%), никеля (0,04%), кобальта (0,02%), хрома (0,03%). В. А. Вахрушев количественным спектральным анализом установил заметные содержания золота.

В Верхне-Ботубинском районе в экзоконтактах даек (в зоне кальцитизации и скарнирования вмещающих карбонатных пород) В. И. Шаталовым установлены повышенные содержания меди (0,93%), реже золота, серебра, а также барито-целестиновая минерализация; во вмещающей скарны субмеридиональной зоне дробления — повышенные содержания цинка, ванадия, хрома, свинца. По некоторым сведениям заметные содержания золота в экзоконтактах трапповых интрузий и в особенности в зонах дробления и окварцевания наблюдаются и в трубках на юге пояса.

Коренные проявления золота, связанные с такими зонами, в пределах центральной части Сибирской платформы весьма незначительны. Хотя, как показывают материалы геологопоисковых работ, в рудном поясе в зонах гидротермально проработанных туфов и траппов, превращенных в кремнисто-карбонатные породы, довольно часто отмечается заметное содержание золота.

Минерализация в этих породах представлена прожилковыми скоплениями кальцита и кварца, включающими пирит в виде кристаллов кубической формы, реже пластинчатых выделений. Халькопирит корродирует кристаллы пирита. По последнему развивается марказит. Золото встречается в виде эмульсионных вкраплений в пирите.

Что касается приуроченности проявлений золота к магнетитовым месторождениям, то можно отметить, что на рудопроявлениях «железной горы» в кварц-карбонатно-сульфидных породах, сочетающихся с магнетитовыми жилами, фиксируется повышенное содержание золота. Кроме того, на Чапкинском месторождении Ангаро-Катской группы В. И. Шаталовым установлены жилы и гнезда белого и гребенчатого кварца с вкрашенностью золота и серебра. Чаще всего они располагаются в центральных частях магнетитовых тел и простираются субпараллельно им или в виде тонких прожилков пересекают по различным направлениям руды, скарны, туфы и долериты.

На этом же месторождении выявлен коренной источник киновари, содержание ртути в котором, по данным количественного спектрального анализа гидротермально измененных туфобрекций, достигает 0,175% (Литвин и др., 1974).

На левобережье р. Ангара, в частности, в верховьях рек Едарма и Тушама в пределах Ангаро-Ковинского разлома в мелких телях субщечочных базитов предположительно трахибазальтового состава (Кандер и др., 1974) обнаружена золото-серебряная гидротермальная минерализация с минералами висмута, бора (турмалин) и полиметаллов. В кварцевых жилах Чапкинского месторождения (Ангаро-Катский район) были зафиксированы повышенные содержания золота и серебра (Страхов, 1968), в рудах Октябрьского месторождения — интенсивная медно-цинковая минерализация, в рудах Нерюнды — золото, в рудах Капаевского месторождения — олово, молибден (Литвин и др., 1974), цинковая минерализация (Страхов, 1968; Одинцов и др., 1977). Ртутная минерализация получила заметное развитие в зонах дробления скарнированных толщ в районе Омунского, Усть-Капаевского месторождений железа (Литвин и др., 1974).

Золото-серебряная и ртутная минерализация распространена также и в Илимпейском районе в кварцевых жилах среди туфов нижнего триаса (Одинцов, Домышев, 1977). Здесь же в известковых скарнах по туфам и траппам получила развитие и борная (датолитовая) минерализация (Филоненко и др., 1974), распространившаяся и на сопредельный Чиркуйский район, где в известковых скарнах рек Джекинды и Ахтаранды установлен борсодержащий везувиан — виллюйт (Ляхович, 1955).

Как видно из краткого описания геологических точек, средне-, низкотемпературная минерализация накладывается на все сформированные в нижнем триасе вулкано-интрузивные трапповые комплексы. Поэтому, на наш взгляд, остается также несомненным постмагматический наложенный характер эндогенного сульфидного полиметаллического оруденения.

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Исландский шпат. Широкое распространение на территории рудного пояса имеет исландский шпат. Н. И. Андресенко (1971) выделяет кальцитоносную провинцию Сибирской платформы, а в ее пределах районы — Путоранский и Ангаро-Вилуйский, охватывающие соответственно туфоловавое поле северо-западной части Тунгусской структурно-вулканической области и вулканогенные образования на юге ее. Исследования предшественников и наши однозначно свидетельствуют о прямой связи кальцитопроявления с региональными зонами разрывных нарушений (Тунгусско-Мункамбинский разлом, Дагалдынская зона нарушений и др.), сочетающимися с краевыми частями куполовидных поднятий и мульд II и III порядков. Все известные месторождения исландского шпата, связанные с посттрапповой гидротермальной деятельностью, можно разделить на четыре типа (Киевленко, 1959).

1. Месторождения исландского шпата в зонах дробления туфов встречаются в гнездах среди цемента туфобрекций и в раздувах кальцитоносных жил. Минералообразование здесь происходило в две стадии: первая — жильного кальцита, сульфидов и анальцима; вторая — рост кристаллов исландского шпата. Месторождения этого типа известны в междуречье Подкаменной и Нижней Тунгусок, в бассейне их притоков (Илимпей, Чамбы, Чуни). Гидротермальные воздействия на вмещающие породы сравнительно слабые и выражаются в замещении вулканического стекла и плагиоклаза в туфах анальцимом и цеолитами.

2. Месторождения, связанные с секущими интрузиями траппов, обладают такими характерными особенностями: приуроченностью к молодым малым интрузиям; преобладанием в минеральном составе цеолитов; стадийностью в минералообразовании; небольшими размерами кальцитоносных зон; приуроченностью месторождений к юго-восточной окраине

Тунгусской синеклизы. Отмечается также интенсивное гидротермальное преобразование вмещающих траппов — цеолитизация и анальцимизация с последующим отложением цеолитов и кристаллизация в пустотах кальцита и исландского шпата. Все месторождения этого типа приурочены к интрузивным траппам среди вулканогенно-обломочных отложений корвунчанской, иногда тутончанской свит нижнего триаса и известны в бассейнах рек Илимпей, Ейки, Чоны.

3. Месторождения в мандельштейнах приурочены к локальным участкам лавовых покровов, залегающих на мелкообломочных туфах корвунчанской свиты. Минерализация исландского шпата связана с растворами, имевшими восходящий характер и тяготевшими к сильно трещиноватым участкам. Характерны цеолитизация плагиоклазов в мандельштейнах и ассоциациями исландского шпата с халцедоном, анальцимом и цеолитами. Исландский шпат, кристаллизовавшийся последним, располагается в гнездах среди халцедоновых или кальцитовых жил.

4. Месторождения, связанные с шаровыми лавами, приурочены к нидымской свите и низам лавовой толщи. Шаровые лавы отличаются большой мощностью и интенсивной кальцит-цеолитовой минерализацией. Гидротермальные минералы в шаровых лавах и туфоловах представлены цеолитом, кальцитом, хлоритом, гидрослюдами и халцедоном. Исландский шпат кристаллизовался последним. Распространены месторождения этого типа вдоль долины р. Нижней Тунгуски и ее правых притоков.

Для описываемого Ангаро-Вилюйского рудного пояса наиболее характерны месторождения шпатовой минерализации первого и второго типов, остальные же типичны для северо-западной окраины Тунгусской синеклизы, для бассейнов нижнего течения рек Нижней и Подкаменной Тунгусок.

Одним из месторождений первого типа является Янгуракское, расположение в бассейне р. Илимпей. Район месторождения сложен крупнообломочными агломератовыми туфами и туфобрекчиями илимпейского горизонта, прорванными многочисленными дайками и штоками долеритов, тяготеющими, по-видимому, к центрам извержения (Киевленко, 1959). Исландский шпат связан с зоной дробления агломератового туфа, имеющей в плане овальную форму и ориентированную на северо-восток; образует гнездовые скопления в цементе брекчии. Большинство гнезд тяготеет к верхней части минерализованной зоны крупноглыбового строения. На глубине в мелкораздробленных породах полости пневелики и заняты не исландским шпатом, а трещиноватым бурым кальцитом и скоплениями широлюзита.

В северо-северо-восточной части рудного пояса известны многочисленные рудопроявления и месторождения исландского шпата, приуроченные к крупному разрывному нарушению северо-восточного простирания среди туфов корвунчанской свиты и отложений верхней перми — Тунгусско-Мункамбинскому разлому. Разлом выполнен трапповыми дайками и жилами кремнисто-карбонатных пород. Большинство проявлений исландского шпата тесно связано с участками дробления трапповых даек и туфов в зоне разлома.

Месторождение исландского шпата Разлом приурочено к раздробленной внутренней части дайки среднезернистых долеритов мощностью 17—22 м и протяженностью 930 м. Направление дайки совпадает с ориентированной Тунгусско-Мункамбинского разлома. Вмещающие породы на контакте с дайкой (агломератовый туф) скарнированы, карбонатизированы и хлоритизированы. Скарны сопровождаются жилами магногранита и вкрапленным магнетитовым оруденением. Центральная часть дайки наиболее раздроблена и проработана неоднократно гидротермальными процессами. Здесь же находятся большие минерализованные «погреба» с крупными кристаллами исландского шпата среди обожреної и хлоритизированной дресвеинистой массы.

Низкотемпературное гидротермальное происхождение исландского шпата считается бесспорным. Это подтверждается набором ассоциирующих минералов и изучением газово-жидких включений в кристаллах исландского шпата (Скропышев, 1957, 1960; Скропышев, Кукуй, 1973). Исследованиями установлено, что исландский шпат в туфах кристаллизовался при температуре от 40—70 до 110°C.

По мнению А. В. Скропышева, все месторождения исландского шпата образованы постмагматическими растворами, поднимающимися из глубинных очагов трапповой магмы. Эта точка зрения разделяется и нами; она подтверждается прежде всего чрезвычайно однообразным минеральным составом всех месторождений исландского шпата. Представляется, что все месторождения исландского шпата на территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса возникли за счет наиболее поздних низкотемпературных гидротермальных растворов в заключительную стадию (мезозойского) тектоно-магматического рудообразовательного цикла.

Характер гидротермального изменения вмещающих пород на месторождениях исландского шпата зависит от состава вмещающих пород и особенностей химизма гидротермальных растворов. Интенсивность этого изменения различна: на месторождениях первого типа она проявлена слабее, чем на месторождениях второго. Последовательность минералообразования зависит в основном от концентрации в растворах кремнезема и окиси кальция, причем отмечается большая роль серы в процессе минералообразования. На эндоконтактах трапповых тел и по трещинам в них локализуются гидротермально-метасоматические новообразования скарнового типа. Процессы гидротермального изменения вмещающих пород протекают в три стадии: 1 — скарновая, 2 — карбонатная с развитием кальциевого метасоматоза, 3 — низкотемпературная цеолит-кальцитовая, наиболее продуктивная в отношении сульфидной минерализации, а также барита и целестина. Среди многообразия минеральных видов им соответствуют три парагенетические ассоциации (Андрусенко, 1971). Первая — высокотемпературная скарновая, близкая по составу к основной минеральной железорудной ассоциации ангаро-илимского типа, представлена метасоматическим кальцитом, гранатом, виллитом, диопсидом, магнетитом, апатитом, хлоритом. Вторая — среднетемпературная, характерна для месторождений дайкового типа, представлена мелкозернистым кальцитом, доломитом, сульфидами, апатитом, баритом, целестином, флюоритом, халцедоном, кварцем. Третью — низкотемпературную ассоциацию образуют хлориты, анальцим, сfen, цеолиты, халцедон, кальцит, исландский шпат, характерные для штокобразных месторождений.

В целом для месторождений исландского шпата изменение вмещающих пород характеризуется наложенным гидротермальным метасоматозом: образованием больших количеств цеолитов, сочетающихся с метасоматическими скарновыми минералами.

Особенностью распространения исландского шпата в пределах рудного пояса является тот факт, что все месторождения и проявления шпатовой минерализации сконцентрированы в северной части и почти не встречаются на юге. Это объясняется скорее всего вертикальной зональностью рудообразовательного процесса, благодаря которой низкотемпературные проявления кальцита занимают наиболее высокое гипсометрическое положение в оруденелых зонах и сохранились там, где эрозия не уничтожила еще верхние (на уровне туфогенных пород триаса) горизонты месторождений.

Наибольшее количество месторождений концентрируется в полях развития крупнообломочных агломератовых туфов, которые слагают отдельные локальные участки, свидетельствующие о близости вулканических аппаратов. Важное значение в локализации месторождений имеют зоны региональных разломов, линейные и кольцевые зоны дробления туфогенных пород, с которыми пространственно и генетически связаны место-

рождения. Таким образом, в распределении месторождений и проявлений исландского шпата решающая роль отводится структурным и литологическим факторам.

Барит и целестин. Проявления барита и целестины сконцентрированы в пределах зон и узлов, для которых характерно развитие низкотемпературной гидротермальной минерализации, часто с преобладанием кальцита и значительным распространением гетита, гидрогетита, иногда кварца и халледона. Целестиновая минерализация встречается также в гидротермальном окружении ряда железорудных узлов.

В 1959 г. В. Г. Бондарем обнаружено крупное месторождение (Луристое) барита и целестины по руч. Сюргитка, позже изученное В. Г. Домышевым (1968). Оруденение приурочено к туфам нижнего триаса, которые сохраняются в виде останцов на фоне тектонического поднятия нижне-пермских отложений. Рудное поле ориентировано в северо-восточном направлении и представляет собой штокверковое тело, выполненное эруптивной брекчий с последующим глубоким гидротермальным изменением. Брекчированные породы пронизаны густой сетью жил и прожилков целестины (максимальной мощностью до 1,5 м) с вкрапленниками сульфидных минералов (галенит, пирит, халькоцирит, марказит). На месторождении наблюдается зональность минерализации. Центральная часть мощностью 40—45 м представлена жилами целестина, ассоциирующего с сульфидами свинца и меди, причем пирит и халькоцирит образуют самостоятельные прожилки среди целестиновых жил мощностью до 15 мм. По обе стороны от центральной зоны залегают жилы целестина в виде почти мономинеральных образований, далее наблюдается затухание минерализации и появление прожилков кварц-карбонатного состава. Кристаллы целестины образуют радиально-лучистые агрегаты размером до 30 см длиной. Химический анализ бороздовых проб целестиновых руд показал содержание SrO — 38,56—42,25, BaO — до 3,09%.

В междуречье Иритки и Илимпей известно проявление барита и целестины, приуроченное к главному шву Пухирьской тектонической зоны (Катанг-Илимпейская зона разломов), где отмечается линзообразное рудное тело длиной до 500 и мощностью до 100 м среди выведенных на один уровень кальцитизированных туфов и туфопесчаников корвунчанская свиты. Целестиновые руды сложены пластинчатым целестиином с содержаниями SrO — 22,6—33,8 и BaO — 2,4—7%. Вмещающие породы изменены и содержат SrO — 0,2—7,1, BaO — 0,08—1%. На проявлении отмечается последовательность минералообразования: анкерит—галенит—сфалерит, целестин, гетит—гидрогетит—кальцит.

На северо-восточном продолжении Пухирьской тектонической зоны также известны жилы целестина среди туфогенно-осадочных отложений корвунчанской свиты. Последние гидротермально проработаны и превращены в красно-бурые породы за счет гидроокислов железа, брекчированы и замещены целестиином, баритом с содержаниями соответственно SrO — 27,82—40,67 и BaO — 5,04%.

Многочисленные целестин-кальцитовые жилы отмечались Ю. В. Погодиным (1956, 1958) при описании гидротермальных проявлений бассейна р. Илимпей. Содержание целестина здесь достигает 20% жильной массы.

С целестиновым оруденением зачастую пространственно и генетически связаны барит, гипс, ангидрит и флюорит. Отмечается контроль целестинового оруденения протяженными тектоническими зонами, приуроченными в региональном геологическом плане к периферии лавового поля Тунгусской синеклизы (бассейны рек Чуня, Таймур, Илимпей, Апка), что позволяет считать эту область наиболее перспективной на обнаружение новых месторождений.

Значительный интерес на территории Ангаро-Виллюйского пояса представляют проявления борной минерализации, связанные преимущественно с известковыми скарнами. Все проявления представлены исклю-

чительно датолитом. Так, например, в бассейне р. Иритки среди гравийных туфов корвунчанской свиты обнаружена зона скарнов мощностью до 100 м, сложенная кальцит-гранатовыми скарнами, содержащими в центральной части датолит (29%). Последовательность минералообразования: гроссуляр—андрадит—кальцит—хлорит—датолит. Химическим анализом установлено содержание B_2O_3 до 3,50%.

До последнего времени исследователи мало занимались изучением цеолитов, поэтому на территории Сибирской платформы почти не известно месторождений цеолитов. Лишь в последние годы этот вид минерального сырья приобрел ценное промышленное значение и к нему стали относиться с должным вниманием. Проявления цеолитовой минерализации обнаружены повсеместно, они сопровождают как железорудные месторождения (Нерюндинское), так и месторождения исландского шпата и сульфатов.

Так, в процессе геологосъемочных работ геологами Иркутского геологического управления открыты месторождения цеолитов в бассейне р. Нижней Тунгуски — Санарское и Умоткинское. Первое, расположено на берегу р. Большой Еремы, представлено залежью цеолитизированных пермских песчаников, залегающих в кровле интрузии долеритов, рвущей отложения перми, и моноцеолитовыми породами, которые контролируются разрывными нарушениями и маломощными жилами субширотного простирания. Цеолиты представлены смесью десмина и гейланита с преобладанием последнего. Отмечено присутствие гармотома, анальцима и монтмориллонита. Образование данного месторождения связано с постмагматической деятельностью, при которой гидротермальные растворы, вероятно, были обогащены натрием в количестве, достаточном для образования столь значительной массы цеолитов.

Умоткинское месторождение расположено в 8 км ниже пос. Ербогачен и приурочено к контакту крупной интрузии долеритов с терригенными породами верхней перми. Количество цеолитов в моноцеолитовых, кальцит-цеолитовых породах и цеолитизированных песчаниках колеблется от 40 до 60%. Минерализация представлена минералами группы гейланит-десмин. Генезис их постмагматический гидротермальный, низкотемпературный.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ МАГНЕТИТОВЫХ РУД

Потребность в изучении химического состава руд возникает в связи с необходимостью выявления генетических особенностей их формирования и в прямой связи со структурно-металлогеническим районированием рудного пояса. В связи с этим, помимо изучения состава рудной фазы в рудах, исследованию подвергались и шлакообразующие компоненты с характеристикой некоторых физических свойств магнетитов и их руд.

При изучении состава обращалось внимание главным образом на поведение магнезии, титана, закисного и окисного железа, исходя из следующих соображений. Увеличение концентрации магния (магнезиоферритового компонента), сопровождающееся соответствующим снижением содержания закисного железа, может служить не только показателем удаленности от магматического очага, уменьшения глубинности формирования месторождений, но и показателем уменьшения температур формирования руд (Павлов, 1961; Гоньшакова, 1962). В этом же направлении возрастает и коэффициент окисности магнетита (Fe_2O_3/FeO , вес. %), что находится в соответствии с прямой температурной зональностью, установленной по температуре декриптизации кальцита, и свидетельствует об увеличении кислородного потенциала при образовании руд ангаро-илимского типа (Страхов, 1972). Соотношение этих двух величин, наряду с рядом геологических факторов, ранее было положено в основу построения температурной и глубинной зональности, в основу анализа распространения

Таблица 7

Физические свойства магнетитовых руд Тунгусско-Лено-Вилюйского междуречья (усредненные значения)

Район	Магнитная восприимчивость, $\times 10^{-6}$ СГС	Фактор Q (In/Ii)	Плотность, г/см ³
Мирнинский	39 000(4)	0,2(4)	2,84(3)
Верхне-Ботуобинский	46 000(2)	1,1(2)	3,72(2)
Чиркуйский	51 000(3)	2,8(3)	3,88(3)
Непский	78 000(4)	3,9(4)	4,07(4)
Нюйский	72 000(8)	4,1(7)	4,01(8)
Нижнетунгусский	51 000(4)	5,8(3)	3,77(3)

Приложение. В скобках указано количество измеренных образцов.

месторождений этого типа в пределах Тунгусского бассейна (Страхов, 1972, 1975).

Следующей важной группой компонентов железных руд является шлакообразующая силикатная часть, выражаясь через коэффициент основности $\frac{\text{CaO} + \text{MgO}}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}$ (Чернышев, 1962) при промышленной оценке качества руд или через взаимное отношение определяющих его компонентов при петрографическом анализе. При изучении железорудных месторождений Сибирской платформы и Алтае-Саянской складчатой области было выяснено, в частности, что отношение шлакообразующих компонентов руд обнаруживает зависимость от ряда геологических факторов: структурных, литологических и др. (Калугин, 1970).

Переходя к анализу вещественного состава руд северной части рудного пояса, прежде всего нужно обратить внимание на обособленное положение Мирнинского, Верхне-Ботуобинского и Нюйского районов. Отличие этих районов от центральных — Чиркуйского, Непского и Нижнетунгусского — возможно связано с принадлежностью их к двум структурно-металлогеническим зонам.

По мнению Д. И. Саврасова (Алмазная лаборатория ЦНИГРИ), выполнившего определение физических свойств магнетитовых руд, показателем температур образования руд может служить величина фактора $Q = \text{In}/\text{Ii}$ (табл. 7), значение которого для высокотемпературных руд более двух—трех единиц.

Обращает на себя внимание, прежде всего, низкотемпературный характер руд Мирнинского и Верхне-Ботуобинского районов в соответствии с очень низкой величиной остаточной намагниченности In по сравнению с индуцированной магнитным полем Земли (Ii). Руды Чиркуйского района обладают заметно более высокими температурами образования, но наибольшие их значения характерны для Нижнетунгусского, Непского и Нюйского районов. В этой же последовательности возрастают значения плотности и магнитной восприимчивости руд. Аналогичный характер изменения физических параметров отмечен для Ангаро-Илимских месторождений (Кравчинский, Ковалевич, 1974) в направлении от оруденелых скарнов, сплошных и вкрашенных метасоматических руд к жильным рудам, наиболее богатым, по сравнению с метасоматическими (Калугин, 1970).

При изучении химического состава руд и магнетитов (табл. 8), характеризующего значительно большее число объектов, петрохимические различия становятся не только более существенными, но приобретают значение фактора, вызывающего необходимость группировки руд Ангаро-Вилюйского рудного пояса в масштабе более крупных подразделений, нежели районы.

Таблица 8

Средние химические составы магнетитовых руд и магнетитов Ангаро-Вилюйского пояса (без щелочных металлов и летучих)

№ п/п	Район	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Сумма	$\frac{\text{CaO} + \text{MgO}}{\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3}$	$\frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{FeO}}$	Колич. анализов	Коллекция
-------	-------	----------------	----------------	-------------------------	-------------------------	--------------	--------------	--------------	--------------	-------	--	--	--------------------	-----------

Лено-Вилюйская зона

1	Нюйский	6,20	0,11	0,68	55,16	18,57	0,20	1,33	10,22	92,47	1,68	2,97	11	П. П. Зуева
2	Миринский	8,32	0,27	5,06	38,67	12,28	0,19	10,48	10,20	85,57	1,55	3,15	9	П. П. Зуева, Ю. В. Сафьянникова
3	Верхне-Ботуобинский	7,82	2,16	5,34	54,46	9,14	0,31	15,60	0,50	95,33	1,22	5,96	4	П. П. Зуева, П. И. Шаталова

Катанг-Нижнетунгусская зона

4	Чиркуйский	2,20	0,16	2,73	60,67	12,70	0,25	5,89	13,20	97,80	3,86	4,78	10	П. П. Зуева, М. И. Косова, В. А. Ивашина
5	Нижнетунгусский	4,31	0,10	2,52	64,39	9,44	0,24	10,06	6,43	97,49	2,42	6,82	5	П. П. Зуева, В. А. Вахрушева
6	Илимпейский	6,04	0,24	3,69	59,84	8,34	0,24	5,70	11,53	95,62	1,77	7,17	53	А. П. Зинкова

Ангаро-Непская зона

7	Непский	8,06	0,13	3,65	49,92	3,70	0,34	8,45	10,37	84,62	1,61	13,49	17	Г. А. Кондратьева, П. П. Зуева
8	Тагарское поле	5,33	0,31	4,08	63,50	13,92	0,15	3,94	5,36	96,59	0,99	4,56	102	Б. П. Чеснокова
9	Ангаро-Катакский	8,84	0,32	4,84	59,22	12,89	0,23	5,43	3,58	95,35	0,66	4,60	54	В. А. Вахрушева, Л. Г. Страхова
10	Ангаро-Илимский	15,02	0,42	5,33	43,69	12,17	0,09	6,38	7,46	90,56	0,68	3,59	167	Б. П. Чеснокова

Примечание. При подсчете средних использовались доступные химические анализы руд и магнетитов следующих месторождений и рудопроявлений: Усть-Нюйского (1); аномалий Г-13/73, 220/88, 215, 400 (2); Арба-Салинского, Килимитинского (3); Эльякского, Дунхтинского (4); Нижне-Катангского (5); Аямского, Дальнийского (6); Долгожданного, Магнитного, Мералотного, Московского, Дядинского и др. (6); Неуловимого (7); Тагарского, Агалеевского, Таловского, Огонь, Восток, Манзинского (8); Перюяндинского, Пономаревского, Копаевского (9); Коршуновского, Кранояровского, Рудногорского, Кежемского (10).

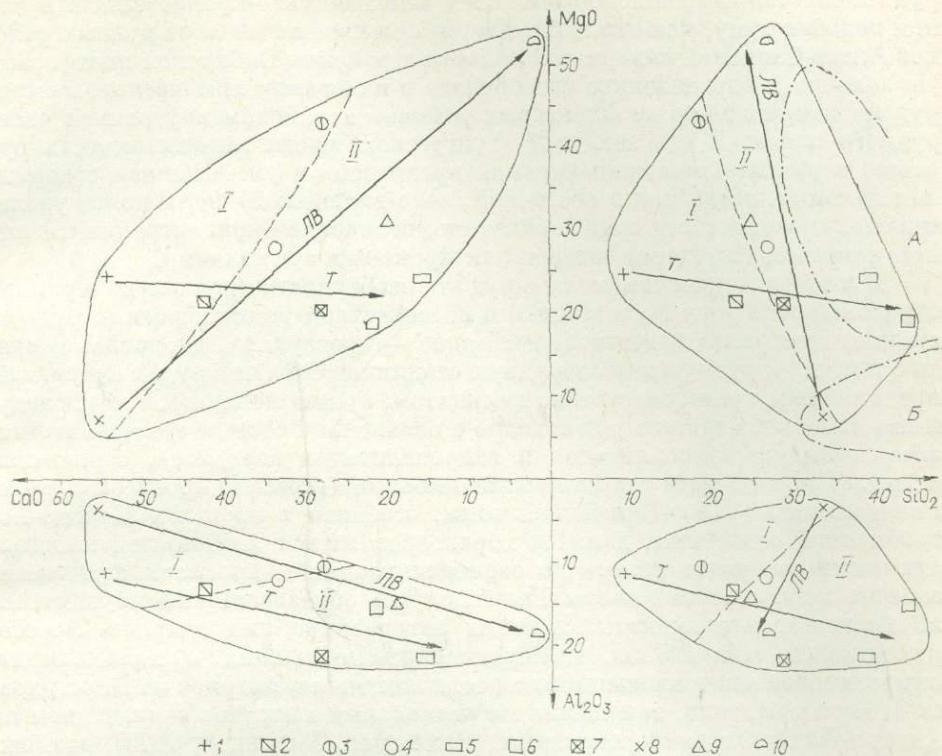


Рис. 14. Средний химический состав железных руд и магнетитов Ангаро-Вилюйского рудного пояса по шлакообразующим компонентам (в вес. % от их суммы): Внутренние (I) и фланговые (II) районы рудного пояса по структурно-металлогеническим зонам: Т — Катанга-Нижнетунгусской (1 — Чиркуйский, 2 — Илимпейский, 3 — Нижнетунгусский районы) и Ангаро-Непской (4 — Непский, 5 — Ангаро-Катский, 6 — Ангаро-Илимский, 7 — Тагарский районы); ЛВ — Лено-Вилюйской (8 — Нюйский, 9 — Мирнинский, 10 — Верхне-Ботубинский районы). Обобщенные химические типы руд магнетитовой формации Алтас-Саянской складчатой области и Сибирской платформы: А — глиноzemисто-магнезиальный, Б — известковисто-кремнеземистый (по Калугину, 1970)

Особенно четкое выражение петрохимические различия получили на диаграмме $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ (рис. 14), согласно которой железные руды и магнетиты изученных районов Ангаро-Тунгусского и Лено-Вилюйского бассейнов группируются в согласии с принадлежностью к трем структурно-металлогеническим зонам рудного пояса. С одной стороны, это руды Катанга-Нижнетунгусской зоны (Чиркуйский, Нижнетунгусский, Илимпейский районы) и Ангаро-Непской зоны (Непский, Тагарский, Ангаро-Катский, Ангаро-Илимский районы и поля); с другой — руды северо-восточной части пояса — Лено-Вилюйской структурно-металлогенической зоны, ее Лено-Нюйского поля (Нюйский район) и Мало-Ботубинского поля (Мирнинского и Верхне-Ботубинского районов). В общем плане Ангаро-Вилюйского пояса химический состав руд изменяется в соответствии с принадлежностью месторождений и рудопроявлений к его западному и восточному флангам или к его внутренней части. Одна из характерных особенностей внутренней части пояса (Ангаро-Непская зона и Верхне-Ботубинский, Мирнинский районы Лено-Вилюйской зоны) — приуроченность рудопроявлений главным образом к жерловым субвуликаническим образованиям среди терригенно-карбонатных осадочных толщ нижнего палеозоя (в пределах Непско-Ботубинской седловины). По направлению от флангов к внутренней части пояса, располагающейся вдоль Ангаро-Вилюйской зоны разломов, в составе железных руд растет концентрация MgO , Al_2O_3 , SiO_2 по мере снижения роли CaO , т. е. относительно малоглиноzemистый известково-кремнеземистый химический тип

руд сменяется высокоглиноземистым магнезиально-кремнеземистым типом подобно тому, как это наблюдается при перемещении от рудных районов Алтас-Саянской складчатой области к районам Сибирской платформы. Но заметно и определенное своеобразие в изменении химического состава руд по направлению от фланговых районов к районам внутренней части рудного пояса. В его западной (тунгусской) части глиноземистость руд растет с увеличением концентрации кремнезема и уменьшением содержания кальция, тогда как в восточной (лено-вилуйской) части пояса увеличение глиноземистости сопровождается увеличением концентрации магния при заметном снижении содержания кремнезема и кальция.

В минералогическом составе руд эта особенность проявилась в раннем образовании (в дорудную стадию) и повсеместной устойчивости (в рудную стадию) минералов известковых скарнов — гроссуляра, диопсида. В связи с тем, что в рудную и послерудную стадии карбонаты в рудах провинций представлены преимущественно кальцитом, можно полагать, что последующее изменение состава руд связано с изменением состава железомагнезиальных гидроалюмосиликатов и гидросиликатов (хлоритов, серпентина и др.). В связи с этим гидротермально-метасоматические процессы в зонах минерализации Лено-Вилуйской зоны, особенно в пределах Непско-Ботуобинской седловины, должны характеризоваться наибольшей магнезиальностью хлоритов вплоть до серпентинизации и проявления магнезиального метасоматоза в целом. Редкие случаи образования преимущественно постмагнетитовых магнезиальных автореакционных скарнов (форстерит-шпинель-диопсидовых и монтичеллит-шпинелевых с халькопирит-пирротиновой минерализацией) за счет известковых скарнов на Коршуновском месторождении, замещение магнезиальных хлоритов серпентином на Ангаро-Илимских месторождениях (Вахрушев, Воронцов, 1976), возможно, следует рассматривать именно в этой связи. Не исключено, что и широко проявленные в кимберлитах явления серпентинизации отражают во внутренней части рудного пояса господствующую тенденцию к проявлению магнезиального метасоматоза в процессе гидротермально-метасоматической деятельности.

На своеобразие физико-химических условий развития гидротермально-метасоматических рудообразующих процессов в пределах названных наиболее крупных элементов рудного пояса (структурно-металлогенических зон, фланговых и внутренних частей) указывает и различный характер изменения основности и окисности руд (рис. 15). Основность руд заметно возрастает при смещении рудных районов от центральной части рудного пояса к его западному и восточному флангам. Но если в КатангаНижнетунгусской зоне ее увеличение связано с уменьшением окисности руд и притом незначительным, то в Ангаро-Непской зоне сопровождается увеличением окисности руд и значительно более резким. Более четко выраженный характер изменения окисности руд сохраняется и на северо-восточном продолжении центральной части пояса, в пределах Мало-Ботуобинского кимберлитового и рудного поля, как бы продолжающего Ангаро-Непскую зону. Но здесь основность руд растет с уменьшением коэффициента окисности, что является характерным и для всех изученных проявлений Лено-Вилуйской зоны, включая и Нюйский район, возможно, в связи со специфическими чертами развития магматизма и металлогенеза в ее пределах.

Предполагая, что величина коэффициента окисности руд отражает глубинность их образования не только для отдельных месторождений и районов (Страхов, 1968; Одинцов, Страхов, 1972), можно прийти к выводу об относительно равных глубинах образования руд Лено-Вилуйской и Ангаро-Непской структурно-металлогенических зон. Однако при этом необходимо отметить заметно низкотемпературный характер руд в той части Лено-Вилуйской зоны, которая является крайним северо-восточным продолжением центральной части рудного пояса, что выявляется и при сравнении

Fe_2O_3/FeO , вес. %

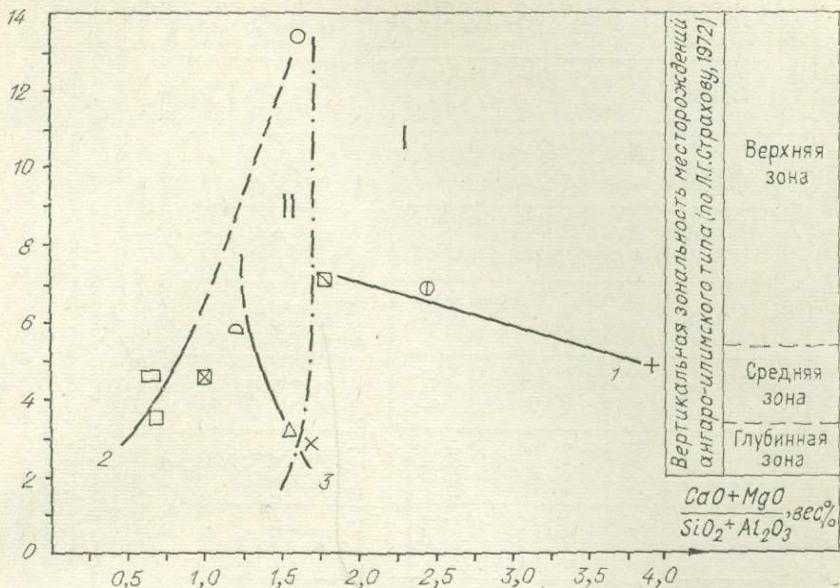


Рис. 15. Основность и окисность железных руд и магнетитов из различных структурно-металлогенических зон Ангаро-Вилюйского рудного пояса применительно к схеме вертикальной зональности месторождений ангаро-илимского типа (в вес. %):

1 — Катанга-Нижнетунгусская; 2 — Ангаро-Непская; 3 — Лено-Вилюйская зоны.
Обозначения районов см. рис. 14.

минерального состава руд и скарнов, а также при анализе химического состава магнетитов.

При пересчете химических анализов магнетитов (табл. 9) на пятикомпонентную изоморфную смесь, в связи со значительной долей в них примесных компонентов, была использована формула В. А. Вахрушева и А. Е. Воронцова (1976) о предварительном связывании части магния с хлоритом, но без пересчета оставшихся окислов на 100 %. Возникающие в ходе пересчета избыточные количества кремнезема, кальция, магния и фосфора пересчитывались на кварц, кальцит, серпентин, апатит. Данные пересчетов контролировались рентгенометрическими определениями параметров кристаллической решетки магнетитов (табл. 10). На диаграмме магнетит-магнезиоферрит (рис. 16) магнетиты Ангаро-Илимского и Ангаро-Катского районов, в соответствии с замечанием В. А. Вахрушева, А. Е. Воронцова и др. (1976), в значительно большей мере отвечает составу магнетитов, а не магнومагнетитов. Подобное же положение занимают и магнетиты Нийского района, в которых содержание магнезиоферритового компонента не превышает 13 %. В железных рудах других районов Лено-Вилюйской, а также Катанга-Нижнетунгусской зон (Илимпейского, Нижнетунгусского, Чиркуйского, Непского, Мирнинского и Аппаинского) рудообразующей минеральной фазой является магнумагнетит с содержанием нормативных магнезиоферрита — 30—70 и магнетита — 20—45 %. В полном соответствии с возрастным количеством магнезиоферрита ($a = 8,382 \text{ \AA}$ по данным Копыловой и др., 1968) и шинели ($a = 8,103 \text{ \AA}$ по данным Дира и др., 1966) уменьшилась и постоянная кристаллической решетки при переходе от магнетитов и магнезиальных магнетитов к магнумагнетитам. Вызывает интерес различие магнетитов и магнумагнетитов Лено-Вилюйской зоны, заключающееся в ослаблении магнетитовой тенденции и изменении состава в направлении

Таблица 9

Химический и нормативный составы, физические параметры магнетитов и магногематитов районов Тунгусско-Лено-Вилюйского междуречья

Компонент	Нюйский				Мирининский		Верхне-Ботуобинский		Чиркуйский				Нижнетунгусский			Непский			
	H-3	H-4	H-6	H-7	T-13/73	215/50-57	1338	1601	1413	1413/6	1412/11	2449/7	Ka-2	Ka-6	Ka-7	1001/5	Hey-11	Hey-36	
SiO ₂	1,91	1,43	0,47	8,09	2,52	4,52	4,04	1,62	1,50	1,44	2,62	0,36	1,16	0,70	0,70	0,52	2,59	2,18	
TiO ₂	0,24	0,08	0,16	0,29	0,08	0,30	1,50	4,60	0,44	0,20	0,24	0,29	0,12	0,01	0,29	0,04	0,23	0,03	
Al ₂ O ₃	0,42	0,52	0,72	0,97	1,44	6,86	2,81	9,42	5,69	3,14	5,12	0,39	3,07	3,06	2,09	2,06	4,71	1,99	
Fe ₂ O ₃	78,58	81,96	74,45	65,32	69,63	49,44	72,81	59,80	66,58	70,35	74,58	68,10	73,08	70,53	72,58	73,01	63,88	73,20	
FeO	16,52	14,37	22,27	22,99	15,62	10,92	9,70	5,12	9,11	11,49	9,70	28,02	7,90	13,64	10,78	10,42	8,98	8,90	
MnO	0,14	0,12	0,22	0,17	0,24	He	0,52	0,14	0,24	0,22	0,22	0,30	0,28	0,26	0,27	0,16	0,33	0,18	
MgO	1,76	1,74	1,93	2,44	10,16	9,58	8,16	19,40	15,27	12,88	7,08	1,50	13,42	11,48	12,56	12,68	12,52	8,90	
CaO	0,08	0,05	0,05	0,10	0,13	11,46	0,14	0,20	0,30	0,07	0,47	0,50	0,46	0,06	0,52	0,45	4,13	0,62	
P ₂ O ₅	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	He	0,05	0,06	0,06	0,03	0,04	0,05	0,07	0,04	0,05	0,03	0,03	0,22	
С у м м а . . .		99,62	100,31	100,01	100,41	99,86	93,08	99,73	100,36	99,19	99,79	99,77	99,54	99,56	99,78	99,84	99,97	97,40	96,22
Ильменит	0,8	0,3	0,5	1,0	0,2	1,3	4,9	11,5	1,2	0,6	0,8	0,9	0,2	—	0,9	—	0,7	—	
Шпинель . . .	1,0	1,3	0,5	2,2	3,1	6,4	7,0	17,5	11,7	3,5	6,4	—	3,8	5,6	3,7	3,2	4,7	—	
Магнезиоферрит	10,1	9,7	10,8	12,5	54,9	42,6	27,9	71,0	65,3	61,6	28,0	7,1	65,8	52,9	60,9	62,7	60,7	49,1	
Магнетит . . .	58,8	52,2	74,3	78,9	41,8	44,6	30,1	—	21,8	34,0	34,1	90,7	23,9	40,6	31,3	31,2	29,2	39,6	
(гематит) .	29,3	36,5	13,9	5,4	—	5,1	30,1	—	—	31,0	1,3	6,3	0,9	3,1	2,9	4,7	19,3		

П р и м е ч а н и е. Н-3, Н-4 — магнетит массивный (жила Стартовая); Н-6, Н-7 — магнетит из массивных и вкрашенных руд (жила Дорожная), Усть-Нюйское проявление; Т-13/73 — магнетитовые вкрашенные руды в зоне дробления, anomalia T-13/73; 215/50-57 — магнетитовые руды массивные, глубина 50—57 м, Хатыстырское проявление; 1338 — зернистый магнетит из гроссуляр-хлорит-магнетитовых эзоскарнов трапповой интрузии, Килимтинское проявление; 1601 — шестоватый магнетит из жилы в жерловых туфах, Арбай-Салинское проявление; 1413 — шестоватый магнетит и 1413/6 — массивная магнетитовая руда из жилы Западной; 1412/11 — зернистый магнетит из вкрашенных руд жилы Восточной, Эдьякское проявление и 2449/7 — магнетит из вкрашенных руд минерализованных зон, Дуйихтинское проявление; Ка-2 — шестоватый, Ка-6 — зернистый магнетит из массивных руд, Ка-7 — тонкозернистый магнетит из полосчатых руд, жила, Нижне-Катангское проявление; 1001/5 — магнетит из брекчиивидных руд, глубина 10 м; Hey-11, Hey-36 — массивные магнетитовые руды с глубины 1 м, месторождение Неуловимое.

Химические анализы 2—6, 8—17 выполнены в Институте геохимии (аналитик Г. С. Гормашева) и Институте земной коры (аналитики Л. В. Комарова, Т. А. Лахно, К. Ф. Дмитриева) СО АН СССР; анализы 7, 18, 19 из коллекции Ю. В. Сафьянникова (Ботуобинская экспедиция Якутского геологического управления) и Г. А. Кондратьева (Геологосъемочная экспедиция Иркутского геологического управления).

Таблица 10

Содержания основных компонентов и параметры кристаллической решетки в магнетитах Тунгусско-Лено-Вилюйского междуречья

№ образца	Главные окислы				Параметр решетки a, Å	Определение по нормам
	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO		
<i>Нюйский район (Усть-Нюйское проявление)</i>						
H-4	Нет	81,96	14,37	1,74	8,389	Магнетит
H-7	»	65,32	22,99	2,44	8,390	»
H-9	»	51,96	26,16	1,92	8,389	Не опр.
H-12	»	63,77	24,14	1,96	8,389	»
<i>Мирнинский район</i>						
Ап-27/60	—	—	—	—	8,382	Не опр.
Т-13/73	Нет	69,63	15,62	10,16	8,379	Магномагнетит
Ап-220/80	—	—	—	—	8,385	Не опр.
<i>Верхне-Ботуобинский район</i>						
1338	1,50	72,81	9,70	8,16	8,357	Титано-магномагнетит
1601	4,60	59,80	5,12	19,40	8,349	Титано-магнезиоферрит
<i>Чиркуйский район</i>						
2448/2-8	—	—	—	—	8,360	Не опр.
1412/13	Нет	79,52	6,55	4,20	8,347	»
1413	0,44	66,58	9,11	15,27	8,362	Магномагнетит
<i>Нижнетунгусский район (Нижне-Катангское проявление)</i>						
Ка-2	Нет	73,08	7,90	13,42	8,361	Магномагнетит
Ка-3	»	71,86	10,92	13,36	8,365	Не опр.
Ка-30	»	72,27	6,42	11,80	8,368	»
Ка-31	»	64,68	11,09	10,60	8,360	»
<i>Непский район (месторождение Неуловимое)</i>						
1001/5	Нет	73,01	10,42	12,68	8,370	Магномагнетит
1001/9	»	70,38	9,56	13,28	8,363	Не опр.

Примечание. Рентгеноспектральные анализы выполнены в Институте земной коры СО АН СССР (ст. инженером Т. А. Сутуриной).

от Нюйского района к Мирнинскому и в особенности Верхне-Ботуобинскому районам. В пределах Верхне-Ботуобинского района установлен и высокотитанистый магномагнетит (в скарнах экзоконтакта трапповой интрузии) вплоть до образования жил шестоватого «титан-магнезиоферрита» с наиболее низкой постоянной решетки ($a = 8,349\text{ \AA}$) и необычно высоким содержанием титана, на что обратил внимание и В. А. Вахрушев, по инициативе и при участии которого были выполнены химические анализы магнетитов.

Анализ литературных данных показал, что в ряде месторождений ангаро-илимского типа самых различных районов (Коршуновское, Краснояровское, Нерюндинское, проявления Илимпейского района и др.) магнетит несет повышенные содержания титана, но не превышающие 1% (Вахрушев, Воронцов, 1976). По данным Н. В. Павлова (1961), из всех известных месторождений железа подобными содержаниями титана характеризовались лишь руды районов нижнего течения Подкаменной Тунгуски — Бахты и Тунгусского железорудного поля (низовья Нижней Тунгуски — Курейки). Отличительной особенностью этих районов является почти полное отсутствие вулканических жерл и преимущественно пластообразные формы рудных залежей с расположением их в висячем и лежачем экзоконтактах трапповых интрузий, на контактах с дайками траппов в пределах тектонически ослабленных рудных зон.

Магногемит этих месторождений в отличие от руд ангело-илимского типа содержит значительно меньшее количество магнезиоферрита (Гоньшакова, 1962) и приближается к наиболее высокотемпературной фазе — магнетиту (Павлов, 1961). Отмеченная особенность свойственна в целом наиболее ранним и высокотемпературным стадиям формирования руд, включая и магматическую, руды которой являются, кроме того, и высокотитанистыми с существенными примесями ванадия (Чернышев, 1962). Высокие концентрации титана свойственны ульвошинелю. Следует лишь заметить, что высокие концентрации титана в магнетитах ангело-илимского типа могут быть связаны не только с ильменитовой или ульвошинельевой фазой, образующей прорастания при распаде титаномагнетитов (Магнетизм..., 1975), но и с включениями сфена, установленного, в частности, в рудах Коршуновского и Нерюндинского месторождений в качестве гидротермальных новообразований (Вахрушев, Воронцов, 1976). Возможно, природа такого явления может быть выяснена при выявлении химического состава второй рудной фазы, прорастающей жильный «титанмагнезиоферрит», которая была обнаружена В. А. Вахрушевым при просмотре шлифов.

Отдельные образцы магногемитов в рудах ангело-илимского типа несут повышенные концентрации титана, но столь высокие его содержания и в значительной мере магнезиоферритовый состав жильного «магногемита» пока неизвестны среди руд, связанных с трапповым комплексом платформы. Пока же можно предположить, что в данном случае мы имеем дело с ферромагнетиком, образованным в низкотемпературных окислительных условиях существования титаномагнетитовой фазы в соответствии с известной тенденцией ее распада на ульвошинель (Магнетизм..., 1975), а затем и ильменит (Линд, Торбин, 1974) с проявлением изоморфизма ($\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ и $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$), согласно общей тенденции магногемитов месторождений ангело-илимского типа и установленной нами тенденции роста потенциала магния при гидротермально-метасоматическом рудообразовании.

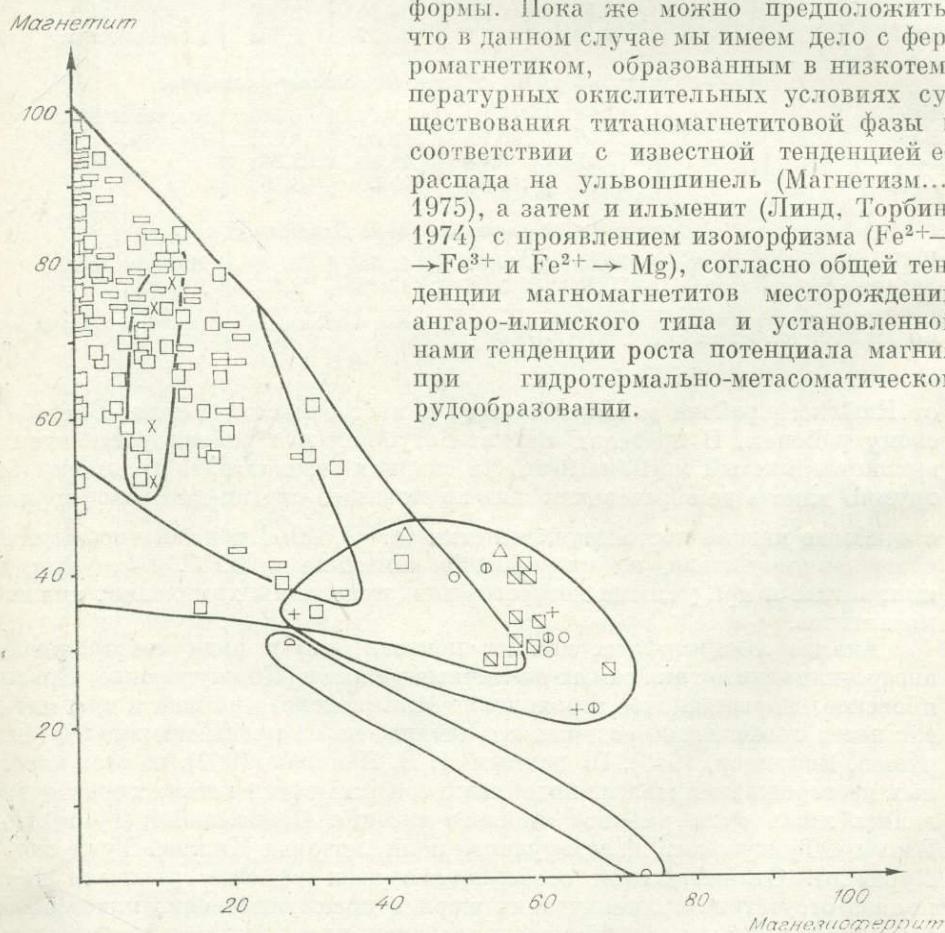


Рис. 16. Нормативный состав магнетитов из различных районов Ангело-Билиуского пояса по магнезиоферритовому и магнетитовому компонентам (в % от пятикомпонентной изоморфной смеси). Обозначения см. рис. 14.

В соответствии с высказанными выше соображениями о связи состава магнититов с температурами их образования можно заключить, что наиболее высокотемпературными и глубинными наряду с рудами Ангаро-Илимского и Ангаро-Катского районов являются руды Нюйского района, тогда как во всех остальных — руды средне- и низкотемпературные. Руды Верхне-Ботуобинского и Мирнинского районов при принадлежности к глубинной зоне применительно к схеме вертикальной зональности заметно низкотемпературные и, как установлено на примере одного из крупных проявлений (трубка Аппаинская), не распространяются на глубину более сотни метров, возможно, в связи с большой величиной эрозионного среза.

Изучение химического состава руд и магнетитов позволяет, следовательно, получить более четкие критерии для подразделения рудных районов, уточнить и расширить схему вертикальной и латеральной зональности, глубинности и относительной температуры магнетитового оруденения в пределах Ангаро-Вилюйского пояса.

АЛМАЗОНОСНОСТЬ

Для территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса характерны распространение алмазов в русловых и террасовых аллювиальных четвертичных отложениях современных речных долин и присутствием прагенетического спутника алмаза — пиропа в юрских и верхнедевонских обломочных отложениях. Алмазоносные кимберлиты образуют кимберлитовое поле в бассейне р. Малой Ботуобии и в северо-восточной части пояса — Лено-Вилюйской структурно-металлогенической зоне, где известны и древние россыпи алмазов в составе базальных горизонтов юры. Геологический возраст кимберлитов Мало-Ботуобинского района (Мирнинского кимберлитового поля) определяется как среднепалеозойский, хотя не может быть целиком отброшено и первоначальное предположение о их более молодом (триасовом) возрасте.

Кроме того, на юго-западной оконечности рудного пояса, в Присаянье, найдены маломощные алмазоносные жилы кимберлита, прорывающие верхнепротерозойские отложения (по определению абсолютного возраста С. Б. Брандтом, Институт земной коры СО АН СССР). Их геологический возраст принимается нами позднедокембрийским. Аналогичный возраст имеют и неалмазоносные кимберлиты, установленные на Чадобецком выступе, где они также прорывают верхний докембрий.

Мы не приводим здесь описания кимберлитов Мирнинского кимберлитового поля, Присаянья и Чадобецкого поднятия, а также проявлений россыпной алмазоносности речных долин на всей территории рудного пояса — поскольку они достаточно подробно освещены в литературе (Одинцов, 1957, 1965; Алмазы Сибири..., 1957; Структура..., 1962; Курцерайт, 1959). В настоящем кратком обзоре мы постараемся остановиться на двух вопросах: 1) наличии или отсутствии связи кимберлitoобразования в юго-восточной части Сибирской платформы с формированием Ангаро-Вилюйского рудного пояса и 2) вероятности нахождения кимберлитов южнее и юго-западнее Мирнинского среднепалеозойского кимберлитового поля, между ним и Присаяньем, где развиты докембрийские кимберлиты. Эти вопросы, в известной мере связанные между собой, очень сложны, для однозначного решения их еще не собрано достаточного материала.

Прежде всего следует заметить, что кимберлitoобразование на Сибирской платформе не является специфической чертой собственно Ангаро-Вилюйского рудного пояса. Оно рассредоточено на значительно более обширной территории, охватывая Анабарский массив, низовья р. Лены и другие районы севера Сибирской платформы, а на юге — Присаянье и Чадобецкий массив. По геологическому возрасту оно также не связано

с формированием рудного пояса. Наиболее древние кимберлиты в южных районах платформы имеют позднедокембрийский возраст, за кимберлитами Мирнинского кимберлитового поля признается сейчас среднепалеозойский возраст, за кимберлитами Приленских районов (бассейн нижнего течения р. Лены) мезозойский геологический возраст. Между тем рудообразование в Ангаро-Вилюйском рудном поясе связано с постмагматической гидротермальной деятельностью базальтовой магмы сибирских траппов, время внедрения которых — поздний палеозой и триас преимущественно, а рудообразовательный процесс развивался в основном в юрском периоде, захватывая, возможно, начало мела.

Отсюда следует, что закономерности, управлявшие образованием и внедрением кимберлитов на Сибирской платформе, не связаны с образованием Ангаро-Вилюйского рудного пояса.

Но, с другой стороны, как магма платобазальтов (траппов), так и кимберлитовая магма являются глубинными образованиями и возможно появление кимберлитовой магмы в процессе глубинной дифференциации исходного расплава, выделяемого при частичном плавлении верхней мантии в зонах глубинных разломов (Одинцов, 1975). Следовательно, структурные позиции кимберлитов и платобазальтов в известной мере совпадают — и те и другие являются производными глубинных магматических очагов, сформированных в зонах глубинных разломов.

Мы уже отмечали роль древних, погребенных глубинных разломов фундамента платформы в оформлении Ангаро-Вилюйского рудного пояса. Эти разломы могли быть использованы как платобазальтами, включая глубинные магматические очаги, флюиды которых дали в постмагматическую стадию рудоносные растворы, так и кимберлитовой магмой, магматические очаги которой, однако, являются более глубинными. Некоторое подтверждение этому мы видим в том, что Ангаро-Вилюйский глубинный (структурообразующий) разлом играет важнейшую роль в формировании Ангаро-Вилюйского рудного пояса, в северо-восточной части которого располагается Мирнинское кимберлитовое поле. Заложение этого разлома, точнее зоны разломов, погребенной под осадочным чехлом платформы, начинающегося вендинскими отложениями, относится к докембрию. Очевидно, она могла играть роль контролирующей структуры и по отношению к среднепалеозойским кимберлитам, так же как по отношению к пермо-триасовым платобазальтам и более поздним рудоносным растворам, с ними связанным.

Для рудных месторождений Ангаро-Вилюйского рудного пояса мы придаём большое, часто определяющее значение вулкано-тектоническим структурам овально-округлой формы, проявленным в осадочном чехле и возникающим над глубинными материнскими очагами платобазальтовой магмы. Именно в них локализуется в наибольших масштабах гидротермально-метасоматическое магнетитовое оруденение и последующая более низкотемпературная минерализация. Это обстоятельство свидетельствует, по нашему мнению, о сравнительно неглубоком залегании таких очагов, допускающем их воздействие на структурообразование в осадочном чехле. Они характерны для Ангаро-Непской и Катанга-Нижнетунгусской структурно-металлогенических зон, но не выявлены столь же четко в Лено-Вилюйской зоне, где развиты среднепалеозойские базальты и трахибазальты и среднепалеозойские кимберлиты Мирнинского кимберлитового поля. Возможно, это результат того, что в Мирнинском кимберлитовом поле, как и во всей Лено-Вилюйской зоне, отсутствуют относительно неглубоко залегающие магматические очаги платобазальтов, а более глубинные очаги дают кимберлитовые поля, при образовании которых кимберлитовая магма проникает через кристаллический фундамент, используя участки его повышенной проницаемости в зонах глубинных разломов и отдельные тектонические нарушения в чехле над погребенными разломами, не создавая при этом вулкано-тектонических структур. Следует отметить, что ин-

тенсивность магнетитового оруденения в Лено-Вилюйской зоне заметно ниже, чем в других частях Ангаро-Вилюйского рудного пояса.

Сказанное, разумеется, не исключает возможности кимберлитообразования внутри Ангаро-Вилюйского рудного пояса и внедрения кимберлитов в осадочный чехол через проникаемые участки фундамента в зонах глубинных разломов, но эта возможность не связана с формированием собственно рудного пояса и могла остаться нереализованной. Наиболее вероятно, по нашему мнению, проявление кимберлитов в Ангаро-Вилюйской зоне глубинных разломов, в первую очередь по периферии и внутри Непского свода.

Широкое распространение алмазов в рыхлых четвертичных отложениях Иркутского амфитеатра не может еще рассматриваться как бесспорное доказательство присутствия в нем кимберлитов. В южных районах амфитеатра алмазы могли появиться в результате размыва верхнедокембрийских алмазоносных кимберлитов Присаянья — как и в районах, прилегающих к Енисейскому кряжу. В зоне Ангаро-Вилюйского разлома (реки Илим, Игирма и бассейн верхнего течения р. Нижней Тунгуски) более вероятно проявление алмазов в четвертичных отложениях за счет размыва местных коренных источников или связанных с последними древних россыпей.

СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

При характеристике и прогнозной оценке эндогенной минерализации Ангаро-Вилюйского рудного пояса авторы столкнулись с необходимостью металлогенического районирования его территории, достаточно полно отражающего основные особенности такой крупной и структурно разнобразной металлогенической единицы.

С этих позиций наиболее верным нам представляется комплексный структурно-магматический принцип выделения металлогенических зон, в значительной мере уже использованный Л. Г. Павловым (1971) при районировании Тунгусской металлогенической провинции в целом.

В соответствии с высказанными ранее положениями о сквозьструктурном (по отношению к чехлу платформы) развитии Ангаро-Вилюйского пояса и его связи со структурами архейско-протерозойского фундамента, он является надпорядковым структурным элементом, отражающим структурно-металлогеническую зональность. В этом плане к главным факторам, определяющим развитие пояса, относится соотнесенность максимума развития пород трапповой (платобазальтовой) и частично трахибазальтовой формаций с полем туфогенных пород юго-восточного борта Тунгусской структурно-вулканической области (Одинцов, 1958). Как уже было показано ранее, структурно-металлогеническая зональность в пределах пояса определяется спецификой минерализации, контролируемая блоковой структурой фундамента и его разломами, соответственно отраженными в крупных пликативных деформациях чехла платформы.

Локальные группы месторождений и рудопроявлений, связанные с общим вулкано-тектоническим (или магматическим) центром и контролируемые тектоническими региональными разломами и разрывами более высоких порядков, объединяются нами в рудные поля и районы.

К вопросу структурно-металлогенического районирования Ангаро-Вилюйского рудного пояса авторы подходили с двух позиций. Первая — соподчиненность проявлений эндогенных полезных ископаемых с областями, обладающими определенными металлогеническими и геолого-структурными признаками: преобладающим составом и возрастом вулканогенных и интрузивных формаций, типом и возрастом контролирующих

тектонических структур, морфогенетическим типом проявлений железных руд и других рудопроявлений (благодаря установленной для всего рудного пояса вертикальной зональности оруденения), глубиной и температурой формирования рудных тел. Вторая — возраст формирования и вещественный состав полезных ископаемых, который обладает определенным набором признаков, характеризующих их относительное изменение в рудах с учетом вертикальной и латеральной зональности оруденения (химический тип руд, минеральный парагенезис, относительная температура и последовательность их образования). Все эти признаки, на наш взгляд, взаимосвязаны и отражают общность рудообразующего процесса, связанного с длительной и многофазной тектонической активизацией и мобилизацией глубинного вещества с соответствующим изменением металлогенической нагрузки.

В соответствии с вышеизложенным авторы приходят к выводу о длительности развития Ангаро-Вилюйского пояса, наложенного на ранее сформированные структурно-магматические области, в определенной мере унаследовавшего их основные черты и, в свою очередь, получившего определенную самостоятельность в размещении металлогенических комплексов с образованием специфической для него зональности.

В пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса выделяются следующие структурно-металлогенические зоны (подразделяющиеся в свою очередь на рудные районы и поля): Ангаро-Непская, Катанга-Нижнетунгусская, Лено-Вилюйская (рис. 17; см. вклейку).

Каждая из них характеризуется своими специфическими особенностями.

Ангаро-Непская зона получила развитие в кембро-силурских породах главным образом по юго-восточному борту Тунгусской синеклизы и ограничена преимущественно ареалом слабо- и недифференцированных нормальных и субщелочных пород раннемезозойской толеит-базальтовой формации. Характеризуется средне- и высокотемпературными рудами железа, значительной глубинностью и величиной эрозионного срезаrudовмещающих структур, преимущественной принадлежностью оруденения к жерловому морфогенетическому типу, а железных руд — к высокоглиноземистому магнезиально-кремнеземистому химическому типу.

Катанга-Нижнетунгусская зона сформирована в пределах внутренней части Тунгусской структурно-вулканической области и ограничена полем развития преимущественно недифференцированных раннемезозойских траппов. Она характеризуется низкотемпературными железными рудами, малыми глубинностью и величиной эрозионного срезаrudовмещающих комплексов, преимущественной принадлежностью оруденения к трещинному морфогенетическому типу, а железных руд — к относительно малоглиноземистому известково-магнезиальному химическому типу, более широким развитием сульфидного оруденения инерудных гидротермалитов.

Лено-Вилюйская зона располагается преимущественно за пределами Тунгусской структурно-вулканической области и Ангаро-Вилюйского рудного пояса. Ограничивааясь ареалом субщелочных дифференцированных базитов нижнемезозойской толеит-базальтовой формации и главным образом среднепалеозойской субщелочной толеит-базальтовой и трахибазальтовой формациями, она лишь частично перекрыта наложенным рудообразованием, заметно дифференцируясь на две подзоны: Лено-Нийскую и Мало-Ботубинскую.

Подводя итог вышеизложенному, можно сделать некоторые выводы. Структурно-металлогенические зоны по своему структурному расположению и специфическим особенностям различаются достаточно четко. В этой связи заметно обособленное положение занимают районы западного и восточного флангов рудного пояса и главным образом его центральная, внутренняя часть, расположенная в туfovом поле. Внутренняя часть рудного пояса

са контролируется региональной Ангаро-Вилюйской зоной разломов глубинного заложения с распространением в ее пределах почти исключительно жерлового морфогенетического типа оруденения с наиболее глубинным характером руд, хотя и различным по температурам образования, и наиболее глубоким уровнем эрозионного среза рудоконтролирующих элементов, наиболее высокоглиноземистым типом руд. К подобным же элементам ортогональной зональности рудного пояса следует, видимо, относить и линейные зоны гидротермально-метасоматической и гидротермально-пневматолитовой минерализации, приуроченные к четырем основным зонам глубинных разломов Ангаро-Вилюйской, Катанга-Илимпейской, Ангаро-Ковинской и Нижнетунгусской, контролирующим размещение следующих заметно различающихся по эндогенной металлогении районов и полей в пределах структурно-металлогенических зон: Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский районы, Тагарское и Непское рудные поля в пределах Ангаро-Непской зоны; Нижнетунгусское, Илимпейское и Чуньско-Катангское поля в пределах Катанга-Нижнетунгусской зоны; Лено-Нюйское, Мало-Ботуобинское и Верхне-Ботуобинское поля в пределах Лено-Вилюйской зоны.

Вероятно, сейчас преждевременно говорить о подробной металлогенической специфике линейных зон минерализации районов и полей. Еще далеко не полностью изучены структурно-магматические, петрохимические и геохимические признаки этих элементов районирования рудного пояса, особенно в части наиболее низкотемпературной гидротермальной и гидротермально-пневматолитовой минерализации, которая, в противовес более высокотемпературной гидротермально-метасоматической, характеризуется довольно однотипным набором химических элементов, повсеместно развитым в пределах всего пояса.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТАЛЛОГЕННИИ ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ МИРА И РУДООБРАЗОВАНИЯ В АНГАРО-ВИЛЮЙСКОМ РУДНОМ ПОЯСЕ

Магматические породы основного состава — производные базальтовой магмы — достаточно широко распространены в земной коре и на поверхности земли, локализуясь в различных формах и в разных геоструктурных условиях. Они развиты в современных рифтовых зонах Земли — континентальных и океанических, в складчатых сооружениях, сформированных в процессе эволюции геосинклинальных зон фанерозоя, в областях вторичной тектономагматической активизации складчатых сооружений, на древних платформах — где они либо входят в состав кристаллического фундамента кратонов, либо представлены образованиями, интрудирующими как фундамент, так и осадочный чехол платформ. Базальтовые магмы, глубинные по своему происхождению и родственные между собой по химизму и генезису, по петрологическим особенностям и геоструктурным позициям их локализации на древних платформах несколько различны. Эти различия распространяются в определенной мере и на их металлогению.

С нашей точки зрения, среди них должны выделяться:

1. Платобазальты, образующие обширные трапповые провинции на древних платформах: Карру, Декканскую, Парансскую, Тунгусскую и некоторые другие.
2. Значительно дифференцированные, относительно древние (докембрийские) глубинные интрузии базальтоидной магмы, поднявшиеся по глубоким расколам, типа интрузии Маскокс на Канадском щите, интрузив-

ного комплекса Бушвельд и Великой дайки в Южной Африке. Некоторые формации основных пород, например, на Кольском полуострове — Печенгская и Мончегорская зоны.

3. Интрузии и излияния щелочных магматических пород и базальтоиды преимущественно во вторично-активизированных складчатых зонах и на окраинах древних платформ.

4. Базальтоидные и андезит-базальтовые породы и породы типа спилитов, превращенные в диабазы, в древних породах фундамента протоплатформ обычно представленные дайками и силлами. Ю. М. Шейнманн справедливо замечает, что «... области траппов являются областями специфической глубинной тектоники и должны были бы выделяться в качестве особого четвертого ее типа или оказаться в какой-то мере близкими типу срединных хребтов» (Шейнманн, 1969, с. 74). Базальты нетрапповых провинций — Эфиопии, Забайкалья и др. существенно отличаются от траппов отсутствием толеитовых разностей (Шейнманн, 1969). Эта точка зрения разделяется и В. А. Кутолиным (1968).

Мы полагаем, что среди ряда базальтоидных формаций платобазальты (или флюид-базальты, по В. С. Соболеву, 1936) должны выделяться в отдельную формацию, как это предлагается Ю. М. Шейнманном. В. С. Соболев в своей классической сводке (1936) трапповые формации противопоставляет недосыщенным оливиновым базальтам, которые относит к трахибазальтовым формациям.

Ю. А. Кузнецов (1964) также выделяет платобазальты как специфическую форму проявления базальтового магматизма на платформенных структурах. По его мнению, толеитовые платобазальты и щелочно-оливиновые базальты, родственные между собой, различаются по глубинности зарождения магмы, причем щелочно-оливиновые базальты имеют более глубинный характер, будучи связаны с мантией. Однако В. С. Соболев вряд ли справедливо объединил под термином «траши» долериты, диабазы, диабазовые порфириты, базальты и другие подобные им породы, входящие в формацию континентальных платформ (Соболев, 1936), независимо от их структурных позиций и геологического возраста. Это не оправдывается современным материалом.

В соответствии с взглядами Ю. М. Шейнманна (1969, 1976), В. В. Белоусова, Г. С. Дзопценидзе (1966), Ю. А. Кузнецова (1964) мы определяем формацию платобазальтов по следующим признакам:

1. Платобазальты образуются в результате поднятия в верхние слои литосферы значительных порций базальтовой магмы при глубинных деформациях и раскалывании фундамента древних платформ (протоплатформ), при преобладании трещинных излияний и подчиненной роли извержений центрального типа. Этим определяются геоструктурные позиции платобазальтов.

2. Для платобазальтов характерны как эфузивная, так и гипабиссальная фации (покровы, потоки, силлы, дайки, реже некки), громадное площадное, почти сплошное распространение с образованием грандиозных полей платобазальтов в контурах протоплатформ. Соотношение эфузивных и гипабиссальных фаций в разных провинциях различно. Пирокласты (туфы и туфобрекции), как правило, присутствуют, но в неодинаковом количестве.

3. Состав основной магмы — слегка перенасыщенный (толеитовые базальты), благодаря чему присутствие оливина в составе пород не постоянно, возможно присутствие (очень ограниченное) свободного кварца в микропегматитовых выделениях; преобладают плагиоклазы основного ряда (до лабрадора и битовнита), среди пироксенов распространен пижонит, могут присутствовать ромбические пироксены (гиперстен). Химический состав толеитовых базальтов может варьировать от известково-щелочного типа Тасмании до типа Этны. Среди рудных преобладают магнетит, титаномагнетит, реже ильменит.

4. Наблюдается относительное петрохимическое и петрологическое однообразие пород в пределах одной провинции платобазальтов; проявление дифференциации — преимущественно в окраинных частях провинций.

5. Контактовое воздействие магматических тел на вмещающую породу обычно невелико, преимущественно термальное («сухая» магма), но постмагматические процессы (гидротермально-метасоматические) иногда могут иметь весьма активные проявления.

Весьма важным и до настоящего времени дискуссионным является вопрос о соотношении толеитовых и щелочно-оливиновых базальтов, нередко встречающихся совместно на древних платформах.

Как следует из сказанного выше, мы считаем необходимым разделять эти две формации (или субформации) базальтовой магмы. При этом необходимо избрать одно из нескольких возможных решений:

1) толеитовая базальтовая магма первична, а щелочно-оливиновые базальты возникают в результате дифференциации толеитовой магмы;

2) первична щелочно-оливиновая базальтовая магма, несколько раскисленным дифференциатом которой являются толеитовые платобазальты;

3) как толеитовые, так и щелочно-оливиновые базальты являются дифференциатами некоего первичного, промежуточного по составу, базальтового расплава;

4) щелочно-ультраосновная магма, более глубинная, не связана генетически с толеитовой, их совместное нахождение внутри провинций платобазальтов объясняется только общностью структурных позиций.

Следует признать, что по этим вопросам пока невозможно высказать безоговорочного решения. В некоторых случаях, как указывает Ю. М. Шейнманн (1969), оливиновые базальты выступают вполне определенно, как щелочной остаток от застывания и дифференциации исходной толеитовой магмы, но подобные связи обнаруживаются далеко не всегда, а во многих районах щелочно-оливиновые базальты проявлены при полном отсутствии толеитовых платобазальтов.

Что касается сравнительной характеристики платобазальтов различных провинций, наибольшее сходство обнаруживают Карру-долериты Южной Африки, сибирские трапы Тунгусской структурно-вулканической области и базальты Омэйшань Китайской платформы. Вторую группу формаций, сближающихся между собой, образуют платобазальты Параны (Бразильский щит) и трапы Деккана, третью — известково-щелочные базальты Тасмании и Антарктиды. Среди них сибирские трапы, пожалуй, в наибольшей степени сближаются с оливиновыми базальтами по относительно широкому распространению оливинсодержащих пород (гортонолитовых габбро-диабазов, по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу) и даже никритов.

Принято считать, что металлогения базальтовых магматических пород на древних платформах выражена наиболее ярко медно-никелевыми платиноносными рудами, титаномагнетитовыми и хромитовыми рудами, карбонатитами с редкometальным оруднением.

Если обратиться к мировому материалу, бросается в глаза то, что наиболее крупные месторождения названных полезных ископаемых связаны преимущественно с базальтоидными комплексами второго типа на древних платформах — Бушвельд, Великая дайка, Юго-Западная Австралия, Сёдбери, Маскокс, Печентгские и Мончегорские месторождения Балтийского щита, или третьего типа — редкometальные месторождения Кольского полуострова, Присаянья, Восточной Канады (Ока близ Монреяля). Если же обратиться к типу платобазальтов на древних платформах, металлогеническая картина существенно бледнеет.

Карру-долериты (верхний палеозой — триас — лейас), входящие в свиту Стромберг (Хоутон, 1966), представлены толеитовыми разностя-

ми, бледным оливином и оливиновыми долеритами, причем первые преобладают. Оруденение представлено в небольших размерах меденоносными пиритами (округи Куинстаун и Каткарт), сульфидными медно-никелевыми рудами с присутствием золота, серебра и платиноидов в горе Эйлиф (Дю Тойт, 1957). Для этого оруденения допускается контактово-метасоматическое происхождение. Магнетитовой минерализации не отмечено, хромит-магнетитовые и титаномагнетитовые руды ассоциируют, как и большинство сульфидных руд, с более древним базальтовым комплексом Бушвельда.

Декканские траппы, более молодые по геологическому возрасту (мел-палеоценовому), отличны от сибирских траппов значительным преобладанием эфузивных разностей, более кислым и железистым составом пород и, отчасти, местами более выраженной дифференциацией — в диапазоне от перidotитов до кварцевых порфиров в районе Бомбея (Лебедев, 1964) и в районе полуострова Катиавар (Уокер, Польдеваарт, 1950), где присутствуют лампрофиры, лимбургиты, анкарамиты, мончikitы и рядом с нефелиновыми сиенитами, гранофирами, риолитами. Для этих районов отмечается и появление карбонатитов. Гидротермальные проявления и метасоматические процессы выражены относительно слабо — гидротермальные минералы представлены преимущественно образованием низкотемпературной фазы — цеолитами, кальцитом и халцедоном во многих разновидностях. Отмечаются также друзы кварца и аметиста (Кришнан, 1954; Азизбеков, Одинцов, 1966). Сульфидное оруденение, как и проявления железных руд, не установлено. Возможно, что карбонатиты с редкометальным оруденением, сконцентрированные с Амба-Донгар (северная периферия траппового поля), связаны не с траппами (Sukheswala, Udas, 1964), а с щелочными породами, несущими минерализацию и местонахождения флюорита, апатита, барита, пирита, галенита. Однако, по мнению Chatterjee (1964), В. В. Белоусова, Г. С. Дзоценидзе (1966), эти щелочные породы принадлежат щелочно-оливиновой базальтовой субпровинции декканских траппов.

Траппы (платобазальты) Параны образуют громадное лавовое поле, едва ли не самое крупное на земной поверхности после Сибирской платформы, в южной и центральной частях Бразильского щита; относятся к триасу. Их аналоги в северной части Южной Америки (на Гвианском щите, в районе горы Рораймо) имеют юрский возраст. В периферической части поля, преимущественно в восточной, среди траппов развиты ультраосновные и щелочные разности — лимбургиты, мончikitы, нефелин-аплиты. Южнее главного лавового поля Параны, в Аргентине, излияния базальтов имели место на границе мела и палеогена. С платобазальтами Параны не связывается достаточно заметных проявлений рудной минерализации (медно-никелевой, полиметаллической, магнетитовой), но так же, как в Индостане, вдоль восточной периферии лавового поля развиты карбонатитовые месторождения с редкометальным оруденением. Месторождения генетически связаны с щелочно-ультраосновными комплексами, относительно молодыми (110—147 и 51—133 млн. лет), проявление которых обязано активизации древнего глубинного разлома — линеамента Сан-Франциско (Магакьян, 1974). По аналогии с Индостаном можно допустить, что в какой-то мере щелочно-ультраосновные комплексы, генерирующие месторождения, связаны с платобазальтами Параны, возможно, через единство глубинных магматических очагов.

Траппы Антарктиды, еще слабо изученные, представлены долеритами и габбро-норитами триасового и юрского возраста (170 млн. лет). С траппами этой провинции связано значительное по масштабу медно-никелевое оруденение (Магакьян, 1974).

Платобазальты Тасмании, хотя и более молодые, вероятно, принадлежат к единой с траппами Антарктиды провинции платобазальтов, но отличаются от них отсутствием отчетливо выраженного оруденения, слабо-

бым развитием гидротермальной деятельности и метасоматических процессов. По мнению А. Б. Эдвардса (1950), рудные минералы в долеритах представлены магнетитом с вростками ильменита и сульфидными минералами — пиритом, реже халькопиритом, часто ассоциирующим с магнетитом.

Базальты Омэйшань и Ганьсу, пермо-триасового возраста, по занимаемым ими геоструктурным позициям, химизму и петрографии близки к сибирским трапам (Одинцов, 1961). По данным китайских геологов (Основы тектоники..., 1962), с базальтами Омэйшань связываются и ультраосновные породы (перидотиты?), с другой стороны, среди них встречаются и андезиты (Ли Сы-гуан, 1952; Одинцов, 1961). Отмечается присутствие и алмазоносных пород (кимберлитов?).

Мы не приводим здесь металлогенической характеристики Тунгусской структурно-вулканической области — раскрытию этой проблемы посвящена вся работа, а вопросы металлогенеза Сибирских трапов освещены отдельно. Считаем в заключение этого краткого обзора необходимым констатировать некоторые общие черты, присущие минерагении и металлогенезу мировых провинций платобазальтов.

С провинциями платобазальтов постоянно ассоциируют щелочно-ультраосновные магмы, проявляющиеся на древних платформах (Сибирской, Бразильской, Африканской, Индостанской, Китайской (?)) алмазоносными кимберлитовыми полями. Кимберлиты образуют самостоятельную формацию и, не будучи связанными непосредственно с платобазальтами, очень часто оторваны во времени от массового внедрения в земную кору платобазальтов — опережают их или отстают, но всегда сопровождают. Эта пространственная связь кимберлитов и платобазальтов не может являться случайной и, по нашему мнению, связана с общностью глубинного мантийного формирования как платобазальтов, так и кимберлитов и их генетическим родством, что мы и пытались показать ранее (Одинцов и др., 1974; Одинцов, 1975).

С платобазальтами ассоциируют также карбонатиты, причем карбонатовые массивы тяготеют преимущественно к нарушенным окраинам древних платформ, зонам глубинных разломов, к периферии полей массового развития платобазальтов — в Индостане, на Бразильской платформе, на Сибирской платформе (Гулинская интрузия). Вопрос о вхождении ультращелочных магм карбонатитов в формацию платобазальтов еще вызывает дискуссии (Индостан, Бразилия), но пространственная ассоциация их с платобазальтами несомненна, а Гулинская интрузия вряд ли должна исключаться из формации платобазальтов Сибирской платформы.

Общей для всех провинций платобазальтов является медно-никелевая минерализация, но интенсивность ее в разных провинциях редко различна. Наиболее полно она проявлена на Сибирской платформе, менее — в провинции Карру и, по-видимому, значительно слабее во всех остальных, если не отсутствует вообще (Гасмания, Деккан). Магнетитовые месторождения крупного масштаба присущи только траповой формации Сибирской платформы и отсутствуют в других ее аналогах.

Вообще, постмагматические гидротермально-метасоматические процессы разных температурных фаз, давшие широкую гамму рудных месторождений Тунгусской структурно-вулканической области Сибирской платформы, как можно судить по литературе, присущи только траповой формации платобазальтов Сибирской платформы и составляют ее специфическую черту. Платобазальты Тунгусской структурно-вулканической области Сибирской платформы — сибирские трапы, преимущественно толеитовые, по составу относятся к насыщенным базальтоидам, но обладают и некоторыми парадоксальными чертами: с одной стороны, они несколько кислее, чем платобазальты других мировых провинций, а с другой — широкое развитие в них оливинсодержащих разновидностей сближает их с оливиновыми базальтами.

Кроме того, изобилие пирокластического материала (туфов и туфобрекчий), отличающее Тунгусскую провинцию платобазальтов от других, свидетельствует, вероятно, о большем богатстве Тунгусских платобазальтов летучими компонентами и более широком развитии здесь взрывных процессов. Очевидно, летучими были обогащены и глубинные магматические очаги, питавшие в последующем оруденение.

Мы полагаем, что с этими обстоятельствами и связаны специфические черты металлогенеза Тунгусской структурно-вулканической области.

Рудообразование в Ангаро-Вилюйском рудном поясе. Нами уже были высказаны некоторые общие взгляды на проблему генезиса рудных месторождений Ангаро-Вилюйского рудного пояса (Одинцов, Домышев, 1977). Здесь мы постараемся развить, уточнить и обосновать нашу гипотезу. Как уже отмечалось, в Ангаро-Вилюйском рудном поясе эндогенная рудная минерализация представлена магнетитовыми рудами повышенной магнезиальности, сульфидными рудами меди и никеля, низкотемпературными гидротермальными образованиями оптического кальцита, целестина, барита, кварца, а также ртутной минерализацией, золотом, кобальтом, серебром, свинцом и цинком.

Особняком стоит алмазная минерализация, связанная с кимберлитовыми полями на северо-востоке пояса в Мирнинском районе и на его юго-западе в Присаянье. Проблема генезиса алмазоносных кимберлитов не вызывает особых дискуссий — щелочная ультраосновная магма кимберлитов представляет собой, как мы полагаем вслед за В. С. Соболевым (1962), В. А. Милашевым (1974) и другими, самостоятельную магматическую формацию древних платформ. Подлежат рассмотрению лишь вопросы глубины ее зарождения, связей с верхнейmantией, путей транзита в верхние слои литосферы и механизма образования кимберлитовых трубок. Вероятно, заслуживает внимания и вопрос о той или иной степени родства кимберлитовой и базальтовой магмы — ограничиваются ли связи между ними общностью структурных позиций кимберлитов и платобазальтов или на глубине происходит дифференциация мантийного расплава с выделением базальтоидных и кимберлитовых магм. Последнее представляется нам более вероятным (Одинцов, 1975), но эта проблема не имеет прямого отношения к металлогенезу Ангаро-Вилюйского рудного пояса, которая так или иначе связана с трапповым магматизмом.

Если обратиться к материалам по металлоносности базитовых пород, широко развитых на древних платформах Земли, то нетрудно убедиться в том, что медно-никелевое оруденение, вне зависимости от формационной принадлежности базитов, является широко распространенным. Оно оказывается связанным с весьма различными комплексами пород: и с древними диабазами докембрийского возраста (Беломорско-Балтийский щит), и значительно дифференцированными глубинными интрузиями (Сёдбери, Массокс, Бушвельд), и с платобазальтами Норильска, Талнаха, некоторых месторождений Южной Африки (Jacobson, Maccarthey, 1976). Правда, преобладает при этом оруденение, связанное не с платобазальтами, а с другими базитовыми комплексами (типа Сёдбери, Бушвельд), но его нельзя отрицать и для платобазальтов. По традиции, нередко устанавливая связь такого оруденения с базальтовыми породами, эту связь понимают буквально и соответствующие месторождения относят к категории магматогенных. Но рассмотрение материалов по конкретным месторождениям вне зависимости от связи оруденения с тем или иным формационным типом базитовых пород, равно как и наши наблюдения над соответствующими рудопроявлениями Ангаро-Вилюйского рудного пояса, заставляют нас отступить от этой точки зрения.

Так, по данным Е. К. Козлова (1960), медно-никелевое оруденение месторождений Кольского полуострова в значительной степени наложенное эпигенетическое по отношению к вмещающим интрузиям и возникло в результате переотложения и концентрации рудных минералов при

гидротермально-метасоматических процессах. В Южной Африке — на месторождениях Цумей в Намибии, Мессина в Трансваале (Дю Тойт, 1957; Jacobson, McCarthly, 1976) — оруденение связано с привносом металлов при щелочном (Na) метасоматозе, в процессе воздействия на ранее сформированную породу глубинного флюида, поднимающегося из базальтового очага.

Для месторождений Талнах В. В. Золотухин, В. В. Рябов (1972) рисуют достаточно убедительную и обоснованную картину рудогенеза месторождения. В пределах скарнового этапа, судя по явлениям замещения более магнезиальных образований (существенно пироксенового состава) менее магнезиальными и существенно кальциевыми (гранатовыми и везувиановыми), имеет место эволюция растворов от магнезиальных к более кальциевым по составу. Затем следует основной этап рудного метасоматоза, когда рудные минералы явно замещают силикатные минералы скарнов. Этот этап, по-видимому, достаточно растянут во времени (в температурном спектре). При этом в процессе рудного метасоматоза постоянно закономерное замещение магнетита пирротином и другими сульфидами.

Мелкозернистый магнетит из центральных частей реликтов породы среди сплошных сульфидов, по-видимому, представляет собой передовой фронт замещения силикатов рудным минералом — сначала вкрашенным, а затем сплошным. При этом на зону магнетитового состава наползает зона сульфидов. Дальнейшее постепенное увеличение в растворах парциального давления серы и последовательное возрастание в них концентраций никеля и меди приводит к возникновению густовкрашенных и сплошных сульфидов, с участием или без участия магнетита.

Для полиметаллического оруденения на Подкаменной Тунгуске, охватывающего как трапповые тела, так и вмещающие осадочные породы, Ю. В. Погодин также отмечает, что рудные образования (галенит, сфалерит, халькопирит), сформированные рудоносными флюидами глубинного траппового очага позже образования трапповых тел, являются по отношению к ним наложенными.

Наконец, (McCallum et al., 1976) для рудника Нью-Рамблер (США, Вайоминг) указывают на формирование рудных залежей, обогащенных медью и платиной, в последних относительно низкотемпературных (< 360°C) стадиях гидротермального процесса.

Подобные примеры могли бы быть продолжены, но и приведенных здесь, вероятно, достаточно для того, чтобы иллюстрировать и аргументировать высказанное нами утверждение о широком распространении среди базитовых формаций сульфидных гидротермально-метасоматических месторождений: медно-никелевых с платиноидами и полиметаллических.

Для рудных месторождений Ангаро-Вилюйского рудного пояса, как и для смежных районов Тунгусской структурно-вулканической области, мы можем считать установленной (Страхов, 1966, 1968; Одинцов и др., 1972, 1977) преобладающую роль гидротермально-метасоматических месторождений магнетита при значительно меньшем распространении сульфидного медно-никелевого и полиметаллического оруденений, а также ртутной и золотой минерализации. Широкое развитие здесь именно магнетитовых месторождений выделяет Тунгусскую структурно-вулканическую область платобазальтов (сибирских траппов) из числа других мировых провинций платобазальтов, для которых подобный тип оруденения неизвестен или не характерен. Исключения, возможно, представляют месторождения Великой дайки в Южной Африке и Маскокс в Канаде, но они связаны не с платобазальтами.

Магнетитовое оруденение в пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса входит в единый рудообразовательный процесс — как оруденение его первого, начального этапа. В магнетитовых месторождениях южной части рудного пояса (Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский районы) пуч-

ки рудных магнетитовых жил окаймлены зоной оруденелых скарнов или метасоматитов, состоящих из гранатов (гроссуляр-андрадит), пироксенов (диопсид-геденбергит), хлоритов, кальцита, серпентина. В рудных магнетитовых жилах снизу вверх увеличивается содержание кварца, цеолитов, гидрослюд, появляются жилы кварца с аметистом, халцедона, барита, целестина. Барит-целестиновая минерализация сменяется вниз медно-свинцово-цинковой (Рудные формации..., 1974) для Илимпейского района. В кварцевых жилах и зонах окварцевания в верхней части месторождений появляется золотая, серебряная и ртутная минерализации.

Температура минералообразования определяется следующим: точка Кюри магнетита жильных тел изменяется снизу вверх от 580 до 440°C; температура гомогенизации и начала декриптизации кальцита от центра рудных тел к периферии (месторождение Коршуниха) изменяется от 20 до 180°C, а в высоких горизонтах месторождений (там, где они сохранились от денудации — в Ангаро-Катском и Илимпейском районах) перепад температур еще больше — от 200°C с центре до 80°C в наиболее удаленных кварц-кальцитовых жилах с сульфидами (Страхов, 1968). В северных частях пояса (реки Илимпей, Чуя), где от размыва сохранились более высокие и, следовательно, низкотемпературные горизонты месторождений, отчетливо проявленна сопряженность сульфидного оруденения (пирит — халькопирит — пентландит) с магнетитовым, особенно в ареалах жильных гидротермальных, удаленных от стволовой структуры месторождений. Кварц-кальцитовые жилы с медьюсодержащими сульфидами повсюду сопровождают магнетитовые жилы в ареалах скарнированных пород вокруг месторождений — в туфах и туфобрекциях триаса и пермских песчаниках, где сульфидная минерализация нередко вытесняет магнетитовую. По определениям абсолютного возраста (калий-argonовым и гелиевым методом) комплексный процесс отложения гидротермальных магнетитовых руд, скарнирования и послерудной низкотемпературной минерализации охватывал интервал от 160 до 100 млн. лет, т. е. от ранней юры до нижнего мела, тогда как процесс формирования вулканических трубок-диатрем, вмещающих стволовые структуры месторождений, не выходит за пределы нижнего триаса, т. е. оруденение значительно моложе вмещающих его структур, осадочных и вулканогенных пород и самих платобазальтов (сибирских траппов).

По существу, мы видим ту же картину, что и на Талнахском месторождении, где сульфидное оруденение вытесняет и заменяет магнетитовое с тем отличием, что на северо-западе Сибирской платформы этот процесс развит в гораздо больших масштабах и более полно. Тем не менее, как указывалось нами выше, вся рудная минерализация Тунгусской структурно-вулканической области и части ее — Ангаро-Вилюйского рудного пояса (от магнетитовых жил до низкотемпературных гидротермальных с сульфидами и халцедоном) представляет единый гидротермально-метасоматический рудообразовательный процесс, разделяющийся на последовательно сменяющие одна другую фазы в соответствии с изменением термодинамических условий рудообразования, в первую очередь температуры. Металлогения среднепалеозойских трахибазальтов, еще очень слабо изученная, имеет примерно тот же облик, но их металлоносность проявлена значительно слабее.

Для определения рудогенеза Ангаро-Вилюйского рудного пояса необходимо осветить еще вопросы о возможной роли вмещающих пород в ходе рудообразования и о первоисточниках рудообразующих флюидов и гидротерм.

По первому из них необходимо отметить следующее. Возможность мобилизации значительных количеств металла (железа, меди, никеля, платины и др.) из пород осадочного чехла (от венда до триаса включительно) следует признать маловероятной, поскольку в разрезе практически не наблюдается достаточно мощных седиментогенных рудоносных

образований, а медистые песчаники Сибирской платформы вне пределов Тунгусской структурно-вулканической области явно недостаточны как источник питания рудоносных гидротерм металлом.

Кроме того, оруденение, как правило, носит точечный, локальный характер, и нет никаких данных о том, что гидротермально-метасоматическая переработка пород охватывает на глубине сколько-нибудь значительные площади. Это заставляет нас исключить осадочные вмещающие породы как возможные источники рудного вещества.

Н. В. Павлов (1961) выдвинул гипотезу о влиянии нижнекембрийских соленоносных толщ, прорываемых траппами, на мобилизацию железа, содержащегося в магме, и вынос его гидротермами в виде хлоридных соединений. Эта точка зрения поддерживалась некоторыми другими исследователями. С этой гипотезой вряд ли можно согласиться. Прежде всего, в минеральном составе магнетитовых месторождений нет следов асимиляции сколько-нибудь значительных количеств щелочных металлов (Na, K), которые должны были бы возникнуть при активном взаимодействии эндогенных флюидов, давших оруденение солями; во-вторых, по данным В. А. Вахрушева, А. Е. Воронцова (1976), Н. Г. Ключанского, В. Б. Ковалевича (1971), оруденение не ограничивается осадочным чехлом, его соленоносной и надсоленоносной частью, а уходит значительно глубже — до 4,2 км, проникая в кристаллический фундамент. Подобному механизму противоречит и «точечный» характер магнетитовых месторождений, тогда как соленоносная толща имеет региональное площадное распространение. Наконец, с соленоносной толщей контактируют трапповые силлы и дайки, которые не могут считаться источниками рудного вещества для магнетитовых месторождений как из-за сравнительно малого объема заключенной в них магмы, в результате чего они не в состоянии обеспечить питание железом сколько-нибудь крупных месторождений, так и потому, что рудообразование значительно оторвано во времени (до 100 млн. лет) от проникновения в осадочный чехол главных порций трапповой магмы, а за этот период времени уже завершилось застывание и затвердение базальтовых тел, внедренных в осадочный чехол. Присутствие же внутри осадочного чехла длительно живущих и действующих магматических очагов следует считать исключенным.

В. М. Кандер и др. (1974) указывают на проявление в Ангаро-Вилуйском рудном поясе рудной минерализации, «запрещенной» для базитовой магмы. Она выражена появлением в трахибазальтах бассейна р. Мыдармы кварцевых жил с молибденитом и присутствием заметных количеств молибденита и кассiterита в аллювиальных отложениях бассейнов рек Мура, Тушама и Кова. На основании этого П. И. Шамесом высказывалось предположение о возможном присутствии в составе кристаллического фундамента платформы относительно молодых байкальских гранитных интрузий, погребенных под осадочным чехлом, которые могли бы послужить источником появления молибдена и олова в минерагеническом спектре Ангаро-Вилуйского рудного пояса. В случае, если бы это предположение подтвердилось (а пока такого подтверждения нет), оно, возможно, могло бы объяснить и некоторые специфические черты петрологии Тунгусской провинции платобазальтов и ее металлогении, отличающие ее от других мировых провинций платобазальтов. Однако эта гипотеза не может еще выйти за рамки возможных допущений.

Совокупность приведенных выше соображений заставляет нас считать, что первоисточником рудного вещества — исходного материала для формирования рудных месторождений Ангаро-Вилуйского рудного пояса — явились рудоносные постмагматические или трансмагматические (Коржинский, 1968) глубинные флюиды, обес печившие гидротермально-метасоматические процессы, скарнирование пород и рудообразование в местах проникновения этих флюидов в верхний структурный ярус коры — осадочный чехол платформы. Путями проникновения, подъема рудо-

посных флюидов в породы осадочного чехла послужили, в первую очередь, глубинные разломы фундамента, зоны которых стали проводниками базальтовой магмы и постмагматических растворов. В пределах осадочного чехла рудоносные флюиды использовали для нарушения сплошности пород над зонами глубинных разломов и блоковых подвижек фундамента вулкано-тектонические кольцевые структуры и диатремы — жерловины и трубчатые каналы базальтовых трубок взрыва.

Где лежит источник рудоносных флюидов? По этому вопросу могут быть высказаны пока только гипотезы. Наиболее общим источником как базальтовой магмы, так и следующих за ней рудоносных растворов является верхняя мантия Земли, где и происходит первичная дифференциация вещества и выплавление базальтового расплава (Одинцов, 1975). Глубина зарождения магматических очагов должна находиться в определенных пределах температур и давлений ($P = 20$ кбар при $+1100^{\circ}\text{C}$) на глубине порядка 55 км и более, что совпадает с глубиной, на которой фиксировано движение столба базальтовой лавы для вулкана Мауна-Лоа (Гавайи) в 1940 г. — 58—66 км, в 1942 г. — 50 км (Шейнманн, 1969). Причиной нарушения равновесия, дающего первый толчок к плавлению мантии, является глубинный разлом, достигающий верхней мантии.

Формирование глубинного разлома, точнее, зоны глубинных нарушений, протекает медленно снизу вверх и в латеральном направлении по простиранию. Это создает возможность значительной эволюции первичного глубинного расплава, его дифференциации и в пространстве, и во времени. Частичное плавление мантии сопровождается отделением низкоплавкого пикритового расплава, который, продвигаясь в верхние структурные этажи, фракционируется отсадкой оливина и отделяет насыщенную кремнеземом жидкость, являющуюся исходной для основной массы платобазальтов (Грин, Рингвуд, 1968). Пикритовый расплав и близкие к нему дифференциаты магмы концентрируют медь, никель, платину, а толеит-базальтовая магма — конечные продукты эволюции расплава: железо, магний и, возможно, титан.

По мнению В. А. Вахрушева, В. А. Кутолина (1976), изучавших мантийные нодулы лерцолитов из базальтов, сульфидные минералы несут следы деформаций, свидетельствующие о формировании пород в условиях тектонических напряжений в глубинных зонах земной коры, т. е. в зонах глубинных разломов.

В глубоких зонах коры, в пределах кристаллического фундамента или даже ниже поверхности Конрада, при этом формируются промежуточные очаги толеитового или пикритового состава в зонах глубинных разломов. Эти долгоживущие промежуточные очаги, возможно, спорадически поддерживаются поступлением новых порций расплава или флюидов из первичного магматического очага верхней мантии, после прорыва магмы в породы осадочного чехла являются генераторами постмагматических рудных флюидов, идущих вверх по путям проникновения магм и создающих гидротермально-метасоматические рудные месторождения — магнетитовые, медно-никелевые и низкотемпературную минерализацию с золотом, свинцом, цинком, ртутью, возможно сурьмой, а также кальцитом, баритом, целестином, кварцем, халцедоном.

Можно предположить, что промежуточные очаги и пикритовой, и толеитовой магм — производных единого процесса, располагаются по одной трассе магмо- и рудопроводящей зоны разломов, но на различной глубине. Этим объясняется как несколько различный характер оруденения в отдельных районах Тунгусской структурно-вулканической области, так и отмеченная выше стадийность рудообразования в едином рудообразовательном процессе.

С позиции этой гипотезы находит свое объяснение и проявление алмазоносных кимберлитов в северо-восточной части Ангаро-Вилуйского рудного пояса. Фракционное отделение из пикритового расплава граната и

клинопироксена при высоких давлениях может привести к образованию эклогитов и остаточной жидкости, обогащенной K_2O и сильно недосыщенной кремнеземом. Расчеты остаточных жидкостей, образующихся при давлении 27—35 кбар после отделения эклогита, показывают, что они могут быть исходными для пород щелочно-ультраосновных комплексов, являясь базанитовыми по составу. Накапливающаяся в остаточной жидкости флюидная фаза в смеси с обломками мантии может быть исходной для кимберлитов.

Как уже указывалось, рудообразование в геологическом времени (ранняя юра — ранний мел) оторвано от проникновения платобазальтов в осадочный чехол, приходящегося на пермь — триас. Интенсификация гидротермально-метасоматических процессов, связанная с массовым возгоном рудоносных флюидов, очевидно, обусловлена оживлением деятельности глубинных промежуточных очагов базальтовой и пикритовой магмы. Это, в свою очередь, совпадает в геологическом времени с эпохой вторичной тектономагматической активизации восточной части Азиатского континента в яньшаньском дистрофическом цикле (Одинцов, 1961). С этим отрезком геологического времени связано и проявление последних фаз платобазальтового магматизма и кимберлitoобразования на Сибирской платформе. Мы допускаем, что именно в этом выразилась реакция Сибирской протоплатформы на общий процесс мезозойской тектономагматической активизации востока Азии.

В качестве предположения, отнюдь не подкрепленного фактическим материалом, но возможного, по нашему мнению, мы рискуем высказать еще одну гипотезу. В яньшанском тектономагматическом цикле юго-восточный выступ Сибирской платформы, Алданский массив, явился ареалом проявления вторичной активизации, с проявлениями в древнем (архейском) фундаменте платформы молодых гранитоидных магм. Не могла ли такая активизация охватить более обширные площади во внутренних районах платформы и, в частности, в Тунгусской структурно-вулканической области, хотя бы и в меньших масштабах? Быть может, несколько аномальная металлогенеза провинции плато-базальтов Сибирской платформы обязана своими специфическими чертами гибридизации глубинных рудоносных флюидов базальтовых магматических очагов с флюидами палингенных гранитоидов, формировавшихся под осадочным чехлом в древнем цоколе, при его вторичной тектономагматической активизации в яньшанском цикле? Такое предположение, во всяком случае, заслуживает проверки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании изложенного в настоящей работе материала могут быть сделаны следующие основные выводы.

Грандиозная провинция пермо-триасовых платобазальтов (сибирских траппов), развитая внутри Сибирской платформы, в пределах Тунгусской структурно-вулканической области, обладает как общими чертами, родняющими ее с другими мировыми провинциями платобазальтов (Карру, Деккан, Бразилия и др.), так и некоторыми особенностями, выделяющими ее среди них. Такими особенностями являются некоторые минералого-петрохимические черты (сравнительная близость к типу оливиновых базальтов), широкое развитие в ней пирокластических толщ (туфобрекций, туфов) и в особенности металлогения. Для провинции платобазальтов Тунгусской структурно-вулканической области особенно характерно широкое развитие высокотемпературных ($>400^{\circ}$) магнетитовых месторождений гидротермально-метасоматического генезиса (этот тип оруденения отсутствует в других мировых провинциях платобазальтов); более мощное медно-никелевое оруденение, наиболее развитое в северо-западных районах (Норильск, Талнах), но проникающее и во внутренние районы провинции; широкое распространение низкотемпературной минерализации, представленной полиметаллами, ртутью, золотом и нерудными минералами — оптическим кальцитом, баритом, цеолитом.

Для металлогенического и петрологического районирования Тунгусской структурно-вулканической области решающее значение имеет структура кристаллического фундамента платформы, обладающего блочным строением и пронизанным зонами глубинных разломов, погребенных под осадочным чехлом платформы (начинаящимся вендскими отложениями). Указанные зоны разломов имеют различные масштабы и, вероятно, различную глубину заложения и иерархию; наиболее глубокие из них опускаются до верхней мантии, где они одновременно генерируют глубинные магматические очаги и служат путями проникновения глубинных магм и рудных флюидов в верхние слои литосферы — в осадочный чехол платформы.

Вдоль юго-восточного края Тунгусской структурно-вулканической области расположен Ангаро-Вилуйский рудный пояс, протягивающийся с юго-запада на северо-восток от Присаянья до среднего течения р. Вилуй, ограниченный с юго-востока Ангаро-Вилуйской зоной глубинных разломов фундамента, а с северо-запада Катанг-Илимской зоной скрытого глубинного разлома. Этот рудный пояс включает в себя разнородные и разновозрастные блоки кристаллического фундамента, разграниченные между собой разломами высших порядков, и характеризуется развитием всех компонентов металлогенического комплекса Тунгусской структурно-вулканической области, при ведущей роли внутри него гидротермально-метасоматического магнетитового оруденения. Ангаро-Вилуйский рудный пояс, заложение которого падает на триас, наложен на возникшие до его формирования структурно-магматические комплексы с базитовыми магматическими породами и щелочно-ультраосновным магматизмом: на юго-западе — на рифейские базитовые комплексы и верхнедокембрийские кимберлитовые поля Присаянья, а на северо-востоке — на среднепалео-

войскую формацию базальтов и трахибазальтов и среднепалеозойские кимберлитовые поля.

Внутри рудного пояса локальные рудные районы и рудопроявления связаны с разломами фундамента, разрывной тектоникой осадочного чехла и своеобразными кольцевыми округло-овальными вулкано-тектоническими структурами чехла, формирование которых связано с совокупным воздействием тектонических нарушений в фундаменте и осадочном чехле и глубинных магматических очагов базальтовой магмы. Путями проникновения рудных флюидов в породы осадочного чехла служат жерловины (диатремы), сохранившиеся от вулканических трубок взрыва при внедрении платобазальтов, и дизъюнктивные нарушения в породах осадочного чехла, концентрирующиеся преимущественно в вулкано-тектонических кольцевых структурах.

Образование рудных месторождений — магнетитовых и других, а также низкотемпературной рудной и неметаллической минерализации не связано с внедрившимися в осадочный чехол силлами, дайками и другой формы гипабиссальными телами. Как правило, по отношению к ним оруденение оказывается более молодым, будучи наложенным и на гипабиссальные тела платобазальтов, и на пирокластические породы нижнего триаса, прорываемые платобазальтами. Не связано оно и с мобилизацией каких-либо компонентов из вмещающих пород, прорываемых ими, так как для подобного допущения нет фактических данных в составе руд и платобазальтовых тел, в ареалах оруденения на месторождениях.

И в магнетитовых месторождениях Ангаро-Вилюйского рудного пояса, и даже в Норильских и Талнахских медно-никелевых сульфидных месторождениях оруденение значительно моложе платобазальтов и в тех случаях, когда руды развиваются непосредственно по базальтам. Это обстоятельство — совмещение оруденения с интрузивными телами или покровами траппов — и дало основание многим исследователям предполагать для медно-никелевых месторождений магматогенное происхождение. Между тем разрыв в геологическом возрасте руд и траппов во всех случаях, где были произведены соответствующие исследования, достигает нескольких десятков и даже сотен миллионов лет (Золотухин, Рябов, 1972; Страхов, 1964). Если подавляющее большинство гипабиссальных интрузий платобазальтов (траппов) имеет пермо-триасовый возраст, то рудообразовательный процесс развивается в юрском периоде и оруденение охватывает юрские отложения (Октябрьское месторождение магнетита в Ангаро-Вилюйском рудном поясе).

Рудные месторождения Ангаро-Вилюйского рудного пояса на всем его протяжении отчетливо демонстрируют вертикальную (и одновременно латеральную) зональность оруденения, проявляющуюся в том, что в направлении снизу вверх и от центральных (стволовых в диатремах) зон к периферии понижается температура минералообразования и изменяется минералогический состав руд — от наиболее высокотемпературных магнетитов к сульфидам, содержащим медь и никель, затем сульфидным рудопроявлениям полиметаллов (цинк и свинец) и ртутной минерализации. Минерагенический цикл заканчивается нерудными гидротермалитами с оптическим кальцитом, баритом, целестином, кварцем и халцедоном. В соответствии с этим магнетитовые рудные месторождения оказываются окружеными ореолом рудных метасоматитов, сформированных воздействием рудноносных флюидов на вмещающие породы — нижнепалеозойские, верхнепалеозойские, пирокластические образования триасового возраста и сами платобазальты.

По этой причине (вертикальная зональность оруденения) в выделяемых внутри рудного пояса структурно-металлогенических зонах, характеризующихся различным уровнем эрозионного среза, констатируются несколько различные типы минерализации, соответствующие температурному интервалу оруденения, обнажаемого современным эрозионным сре-

зом. Для Ангаро-Вилюйского рудного пояса мы считаем установленным (по результатам многих исследований) единый процесс рудообразования, гидротермально-флюидного по генезису, который дал и жильные руды, и оруденелые метасоматические скарны с магнетитом (наиболее высокотемпературная начальная фаза процесса), сульфидными рудами и нерудными гидротермалитами (завершающая низкотемпературная фаза). Этот процесс начался значительно позже формирования гипабиссальных плато-базальтовых интрузий и покровов (пермо-триас) высокотемпературными рудоносными флюидами, поступавшими из глубоко расположенных базальтовых магматических очагов, оживление деятельности которых приходится, в основном, на юрский период.

Нами предполагается, что этот рудообразовательный процесс был единым и для всей Тунгусской структурно-вулканической области — от Ангаро-Илимского рудного района до северо-запада Сибирской платформы с Норильским и Талнахским месторождениями, хотя особенности геологической структуры отдельных районов, глубина расположения и детали состава магм глубинных очагов, разумеется, неизбежно сказывались на металлогеническом облике отдельных рудных районов. Они же запечатлены и в различном петрологическом и петрохимическом облике тех или иных типов интрузий, развитых в каждом рудном районе.

Оживление деятельности глубинных магматических очагов в юрском периоде и связанное с этой деятельностью рудообразование, вероятно, представляет собой реакцию древней Сибирской платформы на тихоокеанский диастрофический цикл, охвативший в мезозое восточную часть Азиатского континентального сооружения, ее своеобразную активизацию в этом цикле. Если с первыми фазами этого диастрофического цикла — индосинийским тектогенезом — связано поднятие в верхние слои литосферы и остывание в ней громадных порций базальтовой магмы (Одинцов, 1961), то в последующие фазы — яньшаньский тектогенез — имело место оживление деятельности глубинных магматических очагов и отделение из них рудоносных флюидов. С юрским периодом совпадают и последние проявления вулканизма в Тунгусской структурно-вулканической области.

Представляется, что дальнейшее изучение металлогенеза платобазальтов Тунгусской структурно-вулканической области на основе предлагаемой авторами гипотезы будет иметь немаловажное научное и практическое значение, поскольку сможет позволить более обоснованно прогнозировать размещение и состав рудных месторождений в ней.

ЛИТЕРАТУРА

- Азизбеков Ш. А., Одинцов М. М. Материалы по геологии центральной части Индии.— В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1966, с. 112—125.
- Алмазы Сибири. Под ред. А. П. Бурова и В. С. Соболева. М., Госгеолтехиздат, 1957. 159 с.
- Алмазные месторождения Якутии. М., Госгеолтехиздат, 1959. 528 с. Авт.: А. П. Бобриевич, М. Н. Бондаренко, М. А. Гневушев и др.
- Ангаро-Илимские железорудные месторождения. М., Госгеолтехиздат, 1960. 371 с. Авт.: Г. И. Антипов, М. А. Иващенко, В. В. Корабельникова и др.
- Андрусенко Н. И. Минералогия и генезис исландского шпата Сибирской платформы. М., «Недра», 1971. 267 с.
- Архиленкова А. Я., Павлова В. А., Чердаков В. И. Петрохимическая и геохимическая характеристика траппов магногаметитовых месторождений юга Сибирской платформы.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974, с. 98—99.
- Архипова А. И., Наторхин И. А. О соотношениях структуры Талнахского субгипербазитового интрузива и структуры сульфидного медно-никелевого месторождения.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. Красноярск, 1974, с. 71—72.
- Белоусов В. В., Даоценциде Г. С. Проблема «Базальты плато».— В кн.: Проблемы геологии на XXII сессии МГК. М., «Наука», 1966, с. 145—164.
- Бондарь В. Г. О месторождении целестина, связанном с гидротермальной деятельностью траппов на территории Сибирской платформы.— «Зап. Всесоюз. минералог. об-ва», 1959, т. 88, вып. 2, с. 177—180.
- Булина Л. В. О выделении разрывных нарушений на территории Сибирской платформы по данным аэромагнитной съемки.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 2, с. 105—113.
- Булина Л. В., Слижарский Т. Н. Тектоническое районирование фундамента Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 12, с. 21—30.
- Варанд Э. Л. Магмопроводящие разломы западной части Сибирской платформы и их рудоконтролирующее значение.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., «Наука», 1970, с. 188—192.
- Вахрушев В. А., Воронцов А. Е. Минералогия и геохимия железорудных месторождений юга Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 198.
- Вахрушев В. А., Кутолин В. А. Сульфиды в верхней мантии.— «Докл. АН СССР», 1976, т. 228, № 2, с. 433—441.
- Витте Л. В., Одинцов М. М. Закономерности формирования кристаллического фундамента юго-запада Сибирской платформы.— «Геотектоника», 1973, № 1, с. 29—37.
- Владимиров Б. М. Дифференциация в диабазах Падунского силла и Маргудольского плутона. Иркутск, 1958. 153 с. (Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 2).
- Владимиров Б. М.Петрография Падунского и Маргудольского трапповых интрузивов. Иркутск, 1962. 151 с. (Труды Вост.-Сиб. фил. СО АН СССР. Серия геол., вып. 10).
- Владавец В. И. Вулканы Земли. М., «Наука», 1973. 169 с.
- Вопросы геологии и нефтегазоносности Тунгусской синеклизы. Под ред. Ю. А. Притулы. М., «Недра», 1972. 158 с.
- Вязовов Ю. С. О колцевых разрывах в центре Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 174, № 3, с. 655—659.
- Гафаров Р. А. Тектоника фундамента и типы магнитных полей Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 7, с. 95—107.
- Гафаров Р. А. Глубинная тектоника и типы магнитных полей древних платформ северных материков Земли.— «Геотектоника», 1970, № 4, с. 33—43.
- Гафаров Р. А. Сравнительная тектоника фундамента и типы магнитных полей древних платформ (Восточно-Европейской, Сибирской, Северо-Американской). М., «Наука», 1976. 270 с. (Труды Ордена Трудового Красного Знамени Геол. ин-та, вып. 279).
- Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий м-ба 1 : 2 500 000. Под ред. М. Н. Благовещенской. Л., ВСЕГЕИ, 1975. 9 л.

- Геофизические исследования Сибирской платформы.** Под ред. К. А. Савинского и В. И. Михалевского. Иркутск, 1977. 291 с.
- Геофизические работы в Восточной Сибири.** Под ред. И. И. Ваймана. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1969. 183 с.
- Годлевский М. Н.** Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 68 с.
- Годлевский М. Н., Юдина В. В.** Контактовые ореолы дифференцированных трапповых интрузий и их поисковое значение.— «Труды ЦНИГРИ», М., 1967, вып. 75, с. 200—216.
- Гонышакова В. И.** Петрохимические критерии связи магнетитового оруденения с дифференциатами трапповой магмы в юго-восточной части Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1960, № 12 с. 80—91.
- Гонышакова В. И.** Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 296 с.
- Гонышакова В. И.** Трапповая формация юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 118—208.
- Грин Д. Х., Рингвуд А. Э.** Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968, с. 132—227.
- Данилов Ф. В.** Глубинные разломы Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические исследования Сибирской платформы. Иркутск, 1977₁, с. 80—93.
- Данилов Ф. В.** Рельеф поверхности Мохоровичча Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические исследования Сибирской платформы. Иркутск, 1977₂, с. 74—80.
- Дашкевич Н. Н., Мусатов Д. И., Якевич В. И.** Глубинное строение западной части Сибирской платформы и некоторые аспекты ее исторического развития.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., «Наука», 1970, с. 180—188.
- Дир У. Л., Хаун Р. И., Зусман Дж.** Породообразующие минералы. Несиликатные минералы. Т. 5. М., «Мир», 1966. 406 с.
- Дитмар В. Г.** Геологические исследования в верховьях р. Вилюя.— «Изв. гос. геогр. об-ва», 1934, т. 66, № 1, с. 26—68.
- Додин Д. А.** Магматический контроль медно-никелевых месторождений на севере Сибирской платформы.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 64—65.
- Домышев В. Г.** Палеогеографические условия накопления вулканогенных образований в нижнетриасовую эпоху в южной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Материалы конф. молодых научн. сотр. Иркутск, 1965, с. 38—41.
- Домышев В. Г.** О развитии тектонической структуры юго-востока Тунгусской синеклизы в поздней перми и раннем триасе.— В кн.: Матер. конф. молодых научн. сотр. Иркутск, 1968, с. 102—106.
- Домышев В. Г.** О региональных зонах глубинных разломов и их магмоkontroliruyushchей роли (на примере юго-востока Тунгусской синеклизы).— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971, с. 115—119.
- Домышев В. Г.** Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. Новосибирск, «Наука», 1974. 119 с.
- Домышев В. Г.** Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1976. 84 с.
- Домышев В. Г., Владимиров Б. М., Одиццов М. М.** Эволюция вулкано-магматических процессов в позднем рифее Присаянье (в сравнении с трапповым вулканизмом и магматизмом Сибирской платформы).— В кн.: Материалы I Симпозиума по эволюции вулканизма Земли. М., «Наука», 1973, с. 39—41.
- Домышев В. Г., Владимиров Б. М., Станинов В. А.** К вопросу о формационной принадлежности пород Нерчинского диабазового комплекса.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез. Иркутск, 1971, с. 23—24.
- Домышев В. Г., Одиццов М. М., Страхов Л. Г., Храмцов А. Г.** Ангаро-Вилойский рудный пояс.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 13—14.
- Дю Тойт А. Л.** Геология Южной Африки. М., ИЛ, 1957. 290 с.
- Замараев С. М.** Краевые структуры южной части Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 236 с.
- Золотухин В. В., Рябов В. В.** Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений месторождения Талнах (северо-запад Сибирской платформы).— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., «Наука», 1972, с. 218—269.
- Иванова Т. К.** Особенности палеовулканизма Норильского горнорудного района в связи с формированием позднепалеозойских и мезозойских структур.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, с. 198—199.
- Ильюхина Н. П.** Средне-верхнепалеозойские отложения среднего течения р. Ангары.— «Информ. сборн. кн. ВСЕГЕИ», Л., 1960, № 40, с. 47—63.
- Калугин А. С.** Железорудные формации Сибири.— В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 6—35. (Труды СНИИГГиМСа, вып. 96).

- Кандер В. М., Тигунов Л. П., Шамес П. И.** Некоторые черты металлогенеза юга Сибирской платформы (в пределах Иркутской области).— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 24—27.
- Киевленко Е. Я.** Исландский шпат в трашах Сибирской платформы. М., 1959, т. 3, 121 с. (Труды Всесоюз. науч.-исслед. ин-та геохимии, минералогии и гидротермии. Вып. 1).
- Ключанский Н. Г., Ковалевич В. Б.** Некоторые особенности железорудной минерализации и вопросы связи ее долеритами юга Сибирской платформы (в пределах Иркутской области).— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез. Иркутск, 1971, с. 74—75.
- Ключанский Н. Г., Феоктистов Г. Д., Ключанский Л. И.** О возможной связи низкотемпературной рудной минерализации с гидротермальной переработкой траппов на железорудных месторождениях.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 101—103.
- Коган А. Б.** Теория, методика НСЧФ и результаты изучения геомагнитного поля Сибирской платформы. Л., «Недра», 1975, 119 с.
- Козлов Е. К.** Закономерности размещения сульфидных медно-никелевых месторождений на территории Кольского полуострова.— В кн.: Металлогенез докембрийских щитов и древних подвижных зон. Киев, Изд-во АН УССР, 1960, с. 142—149.
- Кошлова Л. П., Петухов Е. П.** Зависимость параметра элементарной ячейки от содержания окиси магния.— «Зап. Всесоюз. минер. об-ва», Красноярск, 1968, вып. 1, с. 17—19.
- Коржинский Д. С.** Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме.— В кн.: Кора и верхняя мантия. М., «Наука», 1968, с. 69—75.
- Кориев Т. Я., Даценко В. М., Бозин А. В.** Рифейский магматизм и колчеданно-полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. М., «Недра», 1974, 132 с.
- Кравчинский А. Я., Ковалевич Т. А.** Магнитные свойства горных пород и железорудных месторождений Ангаро-Илимского района.— В кн.: Направление и методика геофизических работ при поисках и разведке железорудных месторождений на юге Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 20—21.
- Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР.** М., Изд-во АН СССР, 1937, 299 с. Авт.: А. Д. Архангельский, Б. П. Жижченко, В. П. Колесников и др.
- Кришна М. С.** Геология Индии и Бирмы. М., ИЛ, 1954, 424 с.
- Кузнецов М. Ф., Гумеников В. А., Корабельникова В. В., Наумов В. А., Свирина И. Ф., Таракевич С. И., Феоктистов Г. Д., Черненко А. И., Шамес П. И.** О времени и месте проявления траппового магматизма в южной и юго-восточной частях Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез. Иркутск, 1971, с. 14—17.
- Кузнецов Ю. А.** Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964, 285 с.
- Курцирайте Ш. Д.** О перспективах алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1959, № 8, с. 102—112.
- Кутолин В. А.** Петрохимические особенности базальтов различных формационных типов и состав верхней мантии Земли.— В кн.: Кора и верхняя мантия Земли. М., «Наука», 1968, с. 90—95.
- Лебедев А. П.** Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1955, 197 с.
- Лебедев А. П.** О типах дифференциации в трашах Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 2, с. 55—74.
- Лебедев А. П.** Сопоставление траппового магматизма Сибирской и некоторых других провинций мира.— В кн.: Базальты плато. М., «Наука», 1964, с. 112—126.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гринберг А. С., Дилакторский Н. Л.** Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. Л., Изд-во АН СССР, 1932, 82 с.
- Линд Э. Н., Торбин Д. А.** Геологическая информативность ферромагнетиков на примере сибирских траппов.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 122—125.
- Ли Сы-гуан.** Геология Китая. М., ИЛ, 1952, 520 с.
- Литвин Б. З., Мясников А. А., Немчин А. М., Тигунов Л. И.** Геохимические особенности магнетитовых месторождений Ангаро-Катского и Ангаро-Илимского железорудных районов.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 94—96.
- Лобанов М. П.** О корреляции пород погребенного фундамента краевой части Сибирской платформы и складчатого обрамления в районе Усть-Кут—Даван.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 9, с. 38—55.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л.** Магматические формации и комплексы Сибирской платформы и их минерализация.— В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Вост. Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 42—54.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л.** Основные черты геологии и петрологии трапповой формации Сибирской платформы.— В кн.: Платобазальты. М., «Недра», 1964, с. 13—26.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л.** Верхнепалеозойские — нижнемезозойские долериты и базальты трапповой формации.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 247—284.

- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Трапповые интрузивные комплексы и фазы магматизма западной части Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по геологии Красноярского края. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 35—42.
- Лурье М. Л., Масайтис В. Л., Полунина Л. А. Интрузивные траппы северо-восточной окраины Сибирской платформы. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 5—74.
- Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эфузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. — В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. Л., 1955, с. 159—206. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, вып. 7).
- Ляхович В. Б. О новой находке везувiana в Якутии. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 101, № 3, с. 545—549.
- Ляхович В. Б. По поводу статьи П. Е. Оффмана и А. С. Новиковой «Вулканическая трубка Эринга». — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1956, № 9, с. 110—114.
- Магакьян И. Г. Металлогенез. М., «Недра», 1974. 304 с.
- Магнетизм и условия образования изверженных пород. М., «Наука», 1975. 288 с.
- Авт. Д. М. Печерский, В. И. Багин, С. Ю. Бродская, З. В. Шаронова.
- Малич Н. С., Туганова Е. В., Шерман М. Л. Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов Сибирской платформы. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 5—8.
- Малых А. В. К вопросу о тектоническом строении центральной части Ангаро-Ленского краевого прогиба. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Иркутск, 1970, с. 106—117.
- Мархинин Е. К. Глубины размещения вулканических очагов по геологическим, геофизическим и петрохимическим данным. — В кн.: Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 134—136.
- Масайтис В. Л. Дифференцированная интрузия траппов в бассейне среднего течения р. Вилвой. — В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы. Л., 1955, с. 213—216. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, вып. 7).
- Масайтис В. Л. Петрология Аламджахской трапповой интрузии (бассейн р. Вилвой). — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», Л., 1958, т. 22, с. 1—136.
- Масайтис В. Л. Трапповая формация бассейна р. Вилвой. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 208—255.
- Масайтис В. Л. Магматические трапповые субпровинции на Сибирской платформе. — «Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия», Л., 1964, т. 97, с. 137—158.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В. Вулканализм и тектоника Патомско-Вилвойского среднепалеозойского авлакогена. М., «Недра», 1975. 182 с.
- Масайтис В. Л. Среднепалеозойская трапповая формация на Сибирской платформе. — «Докл. АН СССР», 1965, т. 162, № 3, с. 636—639.
- Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В., Старицкий Ю. Г. Основные черты металлогенеза базитов среднего палеозоя востока Сибирской платформы. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез. Иркутск, 1971, с. 59—62.
- Масайтис В. Л., Старицкий Ю. Г. Главнейшие трапповые провинции мира и их металлогенез. — В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 3—5.
- Милашев В. А. Кимберлитовые провинции. Л., «Недра», 1974. 235 с.
- Митрошин М. И. Эволюционный ряд вулканоструктур трапповой формации с северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, с. 199—201.
- Момджи Г. С. Геологическая классификация железорудных месторождений и вопросы их генезиса. — В кн.: Оценка железорудных месторождений при поисках и разведках. М., «Недра», 1970, с. 225—232.
- Мордовский В. Т. Тектоническое строение южной части Сибирской платформы. — «Докл. АН СССР», 1952, т. 86, № 5, с. 1021—1024.
- Нагата Такэзи. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965. 347 с.
- Наумов В. А. О последненеурском трапповом магматизме в бассейне верхнего течения р. Нижней Тунгуски. — «Изв. вузов. Геология и разведка», М., 1966, № 10, с. 22—25.
- Наумов В. А. Петрографические особенности интрузива кварцодержащих долеритов в верхнем течении р. Нижней Тунгуски. — В кн.: Вопросы петрографии и минералогии основных и ультраосновных пород Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 58—64.
- Одинцов М. М. Некоторые особенности структурного развития Сибирской платформы в мезокайнозойское время. — «Труды Иркутского гос. ун-та. Серия геол.», Иркутск, 1953, т. 9, вып. 1—2, с. 38—43.
- Одинцов М. М. Основные черты геологии Сибирской алмазоносной провинции. — «Изв. восточных филиалов АН СССР», Иркутск, 1957₁, № 1, с. 27—34.
- Одинцов М. М. Тунгусская структурно-вулканская зона и ее полезные ископаемые. — В кн.: Научная сессия Восточно-Сибирского филиала АН СССР, посвященная 40-й годовщине Великой Октябрьской социалистической революции. Иркутск, 1957₂, с. 2.

- Одинцов М. М. Материалы по геологии и алмазоносности Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск, 1958₁, с. 37—75. (Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР. Серия геол., вып. 14).
- Одинцов М. М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе.— В кн.: Геологическое строение и полезные ископаемые Восточной Сибири. М., Изд-во АН СССР, 1958₂, с. 3—21.
- Одинцов М. М. Раннемезозойский тектономагматический цикл на Восточно-Азиатской платформе.— «Геол. и геофиз.», 1961, № 1, с. 26—33.
- Одинцов М. М. Главнейшие эпохи образования полезных ископаемых на Сибирской платформе.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 11, с. 3—13.
- Одинцов М. М. Геологические предпосылки и перспективы алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1965, № 5, с. 71—82.
- Одинцов М. М. К проблемам структурно-металлогенического районирования юга Восточной Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 15—26.
- Одинцов М. М. Активизация древних платформ и рудоносные глубинные магмы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 9. М., «Наука», 1975, с. 17—26.
- Одинцов М. М., Витте Л. В. Основные черты структуры кристаллического фундамента юго-западной части Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1971, № 3, с. 13—21.
- Одинцов М. М., Владимиров Б. М., Домышев В. Г., Конев А. А., Феоктистов Г. Д. Тектономагматическая цикличность и металлогенез юго-запада Сибирской платформы и ее краевого обрамления.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 8—11.
- Одинцов М. М., Домышев В. Г. Ангаро-Вилойский рудный пояс (к металлогенезу Сибирской платформы).— «Геол. и геофиз.», 1977, № 1, с. 3—15.
- Одинцов М. М., Савинский К. А., Туголесов Д. А. К проблемам геологии и геофизики Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по геологии и геофизике Сибирской платформы. Вып. 1. Иркутск, 1977, с. 4—12.
- Одинцов М. М., Страхов Л. Г. Закономерности размещения магнетитовых месторождений юга Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез. Иркутск, 1971, с. 62—63.
- Одинцов М. М., Страхов Л. Г. Некоторые черты металлогенеза восточной части Тунгусской структурно-вулканической зоны Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 3, с. 3—12.
- Одинцов М. М., Труфанова А. П. Древние вулканические кратеры в Тунгусском бассейне. Очерки по геологии и геоморфологии восточной части Тунгусского бассейна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 22. Иркутск, 1948, с. 39—45.
- Основы тектоники Китая. Под ред. Н. В. Тупицына. М., Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.
- Оффман П. Е., Новикова А. С. Вулканическая трубка Эринга.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1955, № 4, с. 121—139.
- Оффман П. Е. Тектоника и вулканические трубы центральной части Сибирской платформы.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 4. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 339—344.
- Павлов Л. Г. Закономерности пространственного размещения эндогенной минерализации и прогнозная оценка северо-запада Сибирской платформы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез. Иркутск, 1971, с. 64—67.
- Павлов Н. В. Магногематитовые месторождения района Тунгусской синеклизы. М., Изд-во АН СССР, 1961, 224 с. (Труды Ин-та геол. рудн. месторожд., вып. 52).
- Павлов С. Ф., Волкова К. П. Нерюндинское месторождение железа.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 5, с. 56—61.
- Павлов С. Ф., Домышев В. Г., Ломоносова Т. К. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и раннемезозойских отложений юга Тунгусской синеклизы. М., «Наука», 1968. 175 с.
- Павловский Е. В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1959, № 12, с. 3—9.
- Павловский Е. В. О специфике стиля тектонического развития земной коры в раннем докембрии.— «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР. Серия геол.», Иркутск, 1962, вып. 5, с. 77—108.
- Погодин Ю. В. Вопросы генезиса полиметаллических месторождений Подкаменной Тунгуски.— «Сов. геология», 1956, № 50, с. 3—12.
- Погодин Ю. В. Полиметаллические месторождения Подкаменной Тунгуски.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. III (ХХIV). Иркутск, 1958, с. 83—93.
- Полунина Л. А., Леднева В. П. Петрология и рудоносность траппов южной части Сибирской платформы.— В кн.: Петрология траппов южной части Сибирской платформы. Л., «Недра», 1967, с. 78—83. (Труды НИИГА, т. 151).
- Поспелов В. И. Результаты региональных магнитно-тектонических исследований в южной части Сибирской платформы.— В кн.: Геофизические исследования Сибирской платформы. Иркутск, 1977, с. 58—66.

- Ремпель Г. Г., Пятницкий В. К.** Рельеф поверхности кристаллического фундамента Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 172, № 5, с. 1158—1160.
- Росляков Г. В., Ширяев П. М., Конылевич И. Л., Учитель М. С., Барышев А. С.** Железорудные месторождения Иркутской области.— В кн.: Главнейшие железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1970, с. 39—60. (Труды СНИИГГиМСа, вып. 96).
- Савинский К. А.** Глубинная структура Сибирской платформы по геофизическим данным. М., «Недра», 1972, 468 с.
- Савинский К. А., Туголесов Д. А.** Строение современной поверхности дорийского фундамента Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1971, с. 5—15.
- Светловский А. Е.** Вулканические и вулкано-тектонические структуры и их взаимосвязь и эволюция.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, с. 164—166.
- Семенов Л. С.** К вопросу об условиях образования магнетитовых месторождений Сибирской платформы.— В кн.: Трапы Сибирской платформы и их металлогенез. Иркутск, 1971, с. 69—71.
- Ситников С. П.** Схема тектоники южной части Сибирской платформы и перспективы ее нефтеноносности.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1943, № 6, с. 82—88.
- Ситников С. П., Грибова Н. А.** Геотектоническое районирование Сибирской платформы.— «Труды ВНИГРИ», 1954, вып. 12, с. 9—69.
- Скрипин А. И., Никулин В. И., Проспесев В. И., Ключанский Н. Г.** Основы прогноза магнетитовых месторождений на юге Сибирской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 133—137.
- Скропышев А. В.** Газово-жидкие включения в кристаллах исландского шпата.— В кн.: Минералогический сборник Львовского геологического общества, № 11. Львов, 1957, с. 303—322.
- Скропышев А. В.** О генезисе месторождений исландского шпата Сибирской платформы.— В кн.: Материалы по геологии месторождений неметаллических полезных ископаемых. Л., 1960, с. 101—129. (Труды ВСЕГЕИ, вып. 29).
- Скропышев А. В., Кукуй А. Л.** Исландский шпат. Л., «Недра», 1973, 191 с.
- Соболев В. С.** Петрология траппов Сибирской платформы.— «Труды Арктического ин-та», Л., 1936, т. 43. 136 с.
- Соболев В. С.** Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 7, с. 8—15.
- Соловьевна Н. А., Никаноров Н. Г.** О находке в бассейне р. Вилоя тирокластических пород щелочного состава.— «Труды ВАГГа», Л., 1961, вып. 7, с. 130—132.
- Солоненко В. П.** Излияния траппов и некоторые особенности тектоники Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР. Нов. серия», 1949, т. 67, № 6, с. 1081—1084.
- Спикарский Т. Н.** Геологическое районирование Сибирской платформы и основные закономерности размещения полезных ископаемых на ее территории.— В кн.: Развитие производительных сил Восточной Сибири. Т. 6. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 29—43.
- Старицкий Ю. Г.** Краткий очерк металлогенеза Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы металлогенеза. М., «Недра», 1965, с. 150—168.
- Старицкий Ю. Г.** Эндогенные полезные ископаемые западной части Сибирской платформы.— «Сов. геология», 1959, № 1, с. 62—77.
- Страхов Л. Г.** О времени образования вулканических трубок и железорудных месторождений на юге Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1964, № 7, с. 69—73.
- Страхов Л. Г.** Некоторые вопросы структуры и генезиса железорудных месторождений юга Сибирской платформы.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М., «Наука», 1966, с. 129—144.
- Страхов Л. Г.** О вертикальной зональности железорудных месторождений ангаро-илимского типа.— «Геология рудных месторождений», 1968, № 1, с. 102—107.
- Страхов Л. Г.** К вопросу о генезисе трубок взрыва.— В кн.: Вулканализм, гидротермы и глубины Земли. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное кн. изд-во, 1969, с. 21—22.
- Страхов Л. Г.** Тектонические условия образования трубок взрыва на Сибирской платформе.— В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., «Наука», 1971, с. 109—114.
- Страхов Л. Г.** Энергия образования трубок взрыва.— «Докл. АН СССР», 1972, т. 203, № 3, с. 664—666.
- Страхов Л. Г.** Очаговые колыцевые структуры на юге Сибирской платформы.— «Докл. АН СССР», 1975₁, т. 223, № 1, с. 185—188.
- Страхов Л. Г.** Структура Нерюндинского железорудного месторождения.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1975₂, № 9, с. 94—105.
- Страхов Л. Г., Васильев Е. К.** Изоморфный состав главного рудного минерала месторождений ангаро-илимского типа.— «Геология рудных месторождений», 1974, № 5, с. 90—94.

- Страхов Л. Г., Тарасевич С. И.** Длительность процесса рудообразования на железорудных месторождениях ангаро-илимского типа.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 222, № 5, с. 1171—1174.
- Страхов Л. Г., Тарасевич С. И., Черненко А. И., Ширяев П. М.** Возраст трапповых трубоук взырья и железорудных месторождений на юге Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1972, № 5, с. 12—17.
- Страхов Л. Г., Феоктистов Г. Д., Бекман И. К., Грудинин М. И., Ключанский Л. Н., Конев А. А.** Происхождение главных типов магматических формаций и природа связей магматизма и рудообразования.— В кн.: Научная информация Института земной коры. Иркутск, 1974, с. 67—79.
- Страхов Л. Г., Ширяев П. М.** Пучковое строение железорудных месторождений ангаро-илимского типа на примере Капаевского месторождения.— «Геол. и геофиз.», 1965, № 7, с. 120—124.
- Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра.** М., Изд-во АН СССР, 1962. 179 с. Авт.: М. М. Одинцов, Б. М. Владимиров, В. А. Твердохлебов и др.
- Структурная карта Сибирской платформы по поверхности кристаллического фундамента м-ба 1 : 2 500 000.** Под ред. А. А. Трофимука и В. В. Семеновича, 1972. 2 л.
- Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы.** Новосибирск, «Наука», 1974. 97 с. Авт.: К. Б. Мокшанцев, В. В. Еловских, В. В. Ковальский и др.
- Структуры траппов Сибирской платформы.** Л., «Недра», 1976. 170 с. (Труды ВСЕГЕИ. Нов. серия, т. 235). Авт.: М. Л. Лурье, В. П. Леднева, Т. В. Селивановская и др.
- Твердохлебов В. А.** Структура древнего фундамента Иркутского амфитеатра.— «Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР», Иркутск, 1962, вып. 4, с. 24—39.
- Труфанова А. П.** Траппы восточной части Тунгусского бассейна и их металлоносность. Очерки по геологии и геоморфологии восточной части Тунгусского бассейна.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Вып. 22. Иркутск, 1948, с. 26—39.
- Туголесов Д. А.** К тектонике юго-восточной части Сибирской платформы.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1952, № 2, с. 89—101.
- Униксов В. А.** Траппы района рек Уды — Чуны — Тасеевой. Восточная Сибирь. Л., Изд-во АН СССР, 1934. 60 с.
- Уокер Ф., Польдерваарт А.** Долериты Карру Южно-Африканского союза.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 8—182.
- Урванцев Н. Н.** Расчленение интрузивного траппового комплекса как основа для поисков медно-никелевых руд.— «Информ. бюл. Научно-исслед. геол. ин-та», 1962, вып. 29, с. 12—23.
- Феоктистов Г. Д.** Петрография траппов бассейна среднего течения р. Ангары. Иркутск, 1961. 158 с. (Труды Вост.-Сиб. фил. АН СССР, вып. 7).
- Феоктистов Г. Д., Кузнецов Г. А.** Дубынинский диабазовый силл (р. Ангара).— «Зап. Вост.-Сиб. отд. Всесоюз. минералог. об-ва», Иркутск, 1962, вып. 4, с. 169—173.
- Феоктистов Г. Д.** Интрузивный трапповый магматизм юга Сибирской платформы.— В кн.: Очерки геологической петрологии. М., «Наука», 1976, с. 113—118.
- Феоктистов Г. Д., Уцаполовская З. Ф., Васильев Е. К.** Минералогия траппов юга Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1975. 86 с.
- Филоненко В. П., Мусатов Д. И., Глухов Ю. С., Котков В. Н., Семенов Б. Г.** Рудные формации центральной части Тунгусской синеклизы.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 14—16.
- Флоренская Т. В., Никишин В. И.** Кристаллический фундамент и ранние этапы тектогенеза марковского поднятия.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. III. М., «Наука», 1970, с. 237—242.
- Хайми Г. И., Отнюков Н. И., Антипин И. И.** К вопросу связи эндогенной магнетитовой минерализации Ботуобинской седловины с траппами Тунгусской провинции.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогенезу траппов. Красноярск, 1974, с. 100—101.
- Хитаров Н. И.** О соотношениях между водой и магматическим расплавом.— «Геохимия», 1960, № 7, с. 586—589.
- Хоутон С. Г.** Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966. 257 с.
- Чернышев Г. Б.** Требования промышленности к качеству минерального сырья. Справочник для геологов. Железо. Изд. 2-е. М., Госгеолтехиздат, 1962. 79 с.
- Чесноков Б. П.** Металлогенические особенности трапповой формации Канско-Тасеевской синеклизы.— В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогенез. Иркутск, 1971, с. 63—64.
- Шатский Н. С.** Основные черты тектоники Сибирской платформы.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1932, т. 10, № 3—4, с. 476—509.
- Шахотько Л. И.** Примеры тектонического контроля дифференцированных рудоносных интрузий.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. М., «Наука», 1967, с. 136—141.

- Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1969. 232 с.
- Шейнманн Ю. М. Тектоника и магматизм. Избранные труды. М., «Наука», 1976. 391 с.
- Эдварде А. Б. Дифференциации в долеритах Тасмании.— В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950, с. 183—244.
- Юрские континентальные отложения юга Сибирской платформы. Под ред. М. М. Одинцова. М., «Наука», 1967. 324 с.
- Chatterjee S. C. An alkali — Olivine Basalt Sub — Province in the Deccan Traps.— In.: Report of the XXII Session India. Plateau Basalts. New-Delhi, 1964, part. 7, p. 35—41.
- Jacobson J. B. E. and McCarthy T. S. An Unusual Hydrothermal Copper Deposit at Messina South Africa.— «J. Econ. Geol.», 1976, v. 71, № 1, p. 117—130.
- McCallum M. E., Loucks R. R., Carlson R. F. et al. Platinum Metals Associated with Hydrothermal Copper Ores of the New Rambler Mine, Medicin Bow Mountains, Wyoming.— «J. Econ. Geol.», 1976, v. 71, № 7, p. 1429—1450.
- McCarthy T. S. and Jacobson J. B. E. The Mineralisation Fluids at the Artonville Copper Deposit: A Sample of Silica Deficient Alkaline Hydrothermal System.— «J. Econ. Geol.», 1976, v. 71, № 1.
- Sukheswala R. N. and Udas G. R. The carbonates of Ambadonger, India — some Structural Consideration.— In.: Report of the XXII Session India. Plateau Basalts. New-Delhi, 1964, part VII, p. 1—73.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение (М. М. Одинцов)	3
Геологическая и геофизическая изученность (М. М. Одинцов, В. Г. Домышев, С. Г. Каницкая, А. Г. Храмцов)	6
Структурные и тектонические исследования	—
Магматизм и оруденение	8
Стратиграфия и тектоника территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса (М. М. Одинцов, В. Г. Домышев, С. Г. Каницкая, А. В. Малых, Л. Г. Страхов, Р. Ю. Андреев)	14
Стратиграфический разрез	—
Тектоника цоколя и осадочного чехла платформы	15
Тектоническая структура осадочного чехла	24
Магматизм (В. Г. Домышев, М. М. Одинцов, [П. Н. Зуев], А. Г. Храмцов, С. П. Алексеев, А. И. Волков, П. И. Шамес)	
Позднедокембрийский тектономагматический цикл	35
Среднепалеозойский тектономагматический цикл	36
Позднепалеозойский — раннемезозойский тектономагмати- ческий цикл	—
Эндогенные полезные ископаемые (М. М. Одинцов, В. Г. Домышев, [П. Н. Зуев], Л. Г. Страхов, А. Г. Храмцов)	54
Железные руды	—
Гидротермалиты	67
Неметаллические полезные ископаемые	70
Химический состав магнетитовых руд	74
Алмазоносность	83
Структурно-металлогеническое районирование (М. М. Одинцов, В. Г. Домышев, [П. Н. Зуев])	85
Сравнительная характеристика металлогенеза траповых провин- ций мира и рудообразования в Ангаро-Вилюйском рудном поясе (М. М. Одинцов, Л. Г. Страхов, П. И. Шамес)	87
Заключение (М. М. Одинцов)	98
Литература	101

**АНГАРО-ВИЛЮЙСКИЙ РУДНЫЙ ПОЯС
СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Ответственный редактор
Феликс Артемьевич Летников

Утверждено к печати
Институтом земной коры СО АН СССР

Редактор издательства *В. П. Пермичева*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *В. В. Растегаев*
Технический редактор *Н. М. Бурлаченко*
Корректоры *Г. Д. Смоляк, Н. И. Горбулицкая.*

ИБ № 10476

Сдано в набор 15.05.79. Подписано к печати 25.01.80. Формат 70 × 108¹/₁₆. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 9,8 + 1 вкл. Уч.-изд. л. 11,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 524. Цена 1р. 70к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект, 12, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига» или в ближайший магазин «Академкнига», имеющий отдел «Книга — почтой».

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97;
370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24;
734001 Душанбе, проспект Ленина, 95;
335009 Ереван, ул. Туманяна;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
252030 Киев, ул. Пирогова, 4;
277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28;
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1;
660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2;
192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;
220012 Минск, Ленинский проспект, 72;
103009 Москва, ул. Горького, 8;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;
630076 Новосибирск, Красный проспект, 51;
630090 Новосибирск, Академгородок, Морской проспект 22;
142292 Пущино Московской обл., «Академкнига»;
620451 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137;
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700100 Ташкент, ул. Шота Руставели, 43;
700187 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6;
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10;
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42;
310003 Харьков, ул. Чернышевского, 87.

В СИБИРСКОМ ОТДЕЛЕНИИ
ИЗДАТЕЛЬСТВА «НАУКА»

готоятся к выпуску следующие книги:

Поровые растворы горных пород как среда обитания микроорганизмов

Ушакова Е. Н. Биотиты магматических пород

Добрецов Н. Л. Введение в глобальную петрологию

Индолов Л. Н., Жданов Ю. Я., Суплецов В. М. Сурьмяное оруденение Верхояно-Колымской провинции

Ковалев В. И. Герцинский магматизм Предсаянья

Влияние перераспределения стока вод на природные условия Сибири

Гундобин Г. М. Первичные ореолы рудных районов

Вахрушев В. А. Рудные минералы изверженных пород

Геохимические методы поисков глубокозалегающих рудных месторождений

Царев Д. И. Магматические и метасоматические процессы в формировании игнимбритов

Книги высыпаются наложенным платежом. Заказы направляйте по адресу: 630090, Новосибирск, 90, Морской проспект, 22. Магазин «Наука».

Цена 1 р. 70 к.

3136



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ