

Петрология
докембрия
Южно-
Енисейского
кряжа

Ю. А. КУЗНЕЦОВ

I
ТОМ

Петрология
докембрия
Южно-Енисейского
кряжа

Ответственный редактор
кандидат геолого-минералогических наук
И. М. Волохов



НОВОСИБИРСК
«Н А У К А»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988

УДК 552.11+552.181(571.51)

Кузнецов Ю. А. Избранные труды. Т. I. Петрология докембрия Южно-Енисейского края.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988.— 221 с.
ISBN 5—02—028800—4.

Переработано издание одноименной книги (1941 г.), представляющей крупный вклад в теоретическую петрологию, единственной сводки по геологии и петрографии метаморфических и магматических комплексов докембрия Енисейского края, в том числе чарнокитов и гиперстеновых гнейсов раннего архея. Представленная в книге систематика геологических формаций региона широко используется современными исследователями.

Книга вызовет интерес широкого круга геологов, особенно специалистов по геологии и петрологии докембрийских магматических и ультраметаморфических формаций, ранней истории земной коры, региональной геологии, формационному анализу.

Табл. 3. Ил. 24. Библиогр.: 69 назв.

Р е д к о л л е г и я

кандидаты геолого-минералогических наук *И. М. Волохов,*
Б. Н. Лапин, А. Д. Ножкин, А. Е. Телешев

Р е ц е н з е н т ы

кандидат геолого-минералогических наук *В. П. Коробейников,*
доктор геолого-минералогических наук *В. В. Ревертато*

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики
им. 60-летия Союза ССР
СО АН СССР

К $\frac{1904010000-738}{042(02)-88}$ 169—88—I

© Издательство «Наука», 1988

ISBN 5—02—028800—4

Ю. А. КУЗНЕЦОВ

ИЗБРАННЫЕ ТРУДЫ

в трех томах

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

член-корреспондент АН СССР *Г. В. Поляков* (гл. редактор), доктор геолого-минералогических наук *А. Ф. Белоусов*, кандидат геолого-минералогических наук *И. М. Волохов*, кандидат геолого-минералогических наук *В. Н. Довгаль*, *А. А. Запороженко* (секретарь), кандидат геолого-минералогических наук *Л. Г. Кузнецова*, кандидат геолого-минералогических наук *А. Д. Ножкин*, кандидат геолого-минералогических наук *А. Е. Телешев*, доктор геолого-минералогических наук *В. Н. Шаронов*



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1988

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. 60-ЛЕТИЯ СОЮЗА ССР



Harry Zinn

ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемая вниманию читателя книга является первым томом трехтомного издания «Избранных трудов» академика Юрия Алексеевича Кузнецова (1903—1982 гг.) — выдающегося советского ученого-геолога, основателя учения о магматических формациях, крупного теоретика магматической геологии и петрологии. Необходимость и целесообразность такого издания определялись не только непреходящей значимостью и большой ценностью научного наследия Ю. А. Кузнецова, но и другими причинами, среди которых не последнюю роль сыграло то обстоятельство, что обширное творческое наследие ученого создавалось на протяжении более чем полувекового периода его научной деятельности (1927—1984 гг.) и поэтому оказалось ныне либо частично, а подчас и полностью, утраченным, либо ограниченно доступным, ставшим библиографической редкостью чуть ли не сразу после выхода в свет. В порядке восстановления творческого наследия Ю. А. Кузнецова решено издать наиболее значительные его произведения, главным образом наиболее ценные, основополагающие труды.

Творчество Ю. А. Кузнецова характеризуется широтой и разносторонностью научных интересов в самых различных областях наук о Земле (см. приведенные в настоящем томе «Краткий научно-биографический очерк» и библиографию трудов). Перу Юрия Алексеевича принадлежат прежде всего работы по региональной геологии и геологии месторождений полезных ископаемых, в частности серия работ раннего периода, среди которых особое место занимает «Петрология докембрия Южно-Енисейского края», единственное в своем роде, ставшее сейчас классическим монографическое исследование докембрия Енисейского края — весьма интересного в теоретическом и практическом отношении региона, одного из немногих выступов кристаллического фундамента Сибирской платформы. Эта работа составляет главную часть первого тома.

Выдающимся творческим достижением Юрия Алексеевича является фундаментальная монография «Главные типы магматических формаций», в которой излагаются теоретические основы созданного им учения о магматических формациях как закономерных ассоциациях изверженных горных пород. В работе определены главные понятия нового учения, осу-

щественна типизация магматических породных ассоциаций с выделением и характеристикой, а также классификацией их главных формационных типов, включая описание свойственных им геолого-тектонической позиции, петрографического и петрохимического составов, петрогенезиса и металлогении. Это первое, не имеющее аналогов в мировой литературе теоретическое обобщение вызвало живейший интерес геологической общественности. Большой для научного издания тираж в 3500 экз. этой книги разошелся мгновенно. Эта работа Ю. А. Кузнецова получила всеобщее признание, широко и с интересом обсуждалась. И в настоящее время она не потеряла своей актуальности, оставаясь чрезвычайно популярным и весьма авторитетным изданием среди геологов как научной, так и производственной сферы. В 1970 г. эта книга по достоинству была отмечена премией им. А. И. Карпинского Академии наук СССР. В «Избранных трудах» Ю. А. Кузнецова она составит содержание второго тома, подготовленного к печати.

Весьма важную роль в научном творчестве академика Ю. А. Кузнецова играют теоретические работы по проблеме происхождения магматических пород и их ассоциаций. Это прежде всего его давние работы о происхождении магматических пород и причинах их природного разнообразия, о фациях и фациальных условиях становления магм и магматитов, а также более поздние исследования связей между магматизмом и тектоникой, в том числе исследования по гранитному магматизму, изучению главных его форм, механизмов образования гранитных магм, их внедрения, становления и формирования гранитных плутонов с развитием оригинальной идеи о связи гранитоидного магматизма не со складчатостью, а с глубинными разломами сквозькорового заложения и с мигрирующими по восстанию этих разломов интрателлурическими потоками флюидов и энергии мантийного происхождения. Особое место в ряду работ подобного рода занимают статьи об основных типах магмоконтролирующих структур и локализующихся в них магматических формациях. Позднейшие работы посвящены дальнейшей разработке формационного анализа магматических ассоциаций, вместе с перечисленными они составляют содержание третьего, заключительного, тома «Избранных трудов», подготавливаемого сейчас к печати.

Монография Ю. А. Кузнецова «Петрология докембрия Южно-Енисейского края» (первый том «Избранных трудов») печатается по первому ее изданию (Материалы по геологии Западной Сибири, 1941, № 15 (57)). Настоящее, второе, ее издание — это не только дань уважения к памяти крупного ученого. Спустя 45 лет после выхода в свет она представляется работой, которая и на современном уровне наших знаний остается полезной и актуальной. И сейчас она все еще являет собой яркий пример понастоящему классического геолого-петрологического исследования с тщательным описанием и обстоятельным осмысливанием огромного, хорошо подобранного и прекрасно систематизированного фактического материала по обширному и сложному региону развития древнейших геологических образований земной коры. В монографии обобщены личные исследования автора в 1937—1941 гг. на территории южной (ангаро-канской) части Енисейского края. Впервые для этого региона разработана схема стратиграфии, тектоники, метаморфизма и магматизма, составлена сводная мелко-масштабная геологическая карта. Автором выделены и охарактеризованы три метаморфических комплекса: канский, енисейский архейского возраста и муромно-татарский — протерозойского; определены фациальные

условия их метаморфизма, отвечающие фациям гиперстеновых гнейсов (гранулитовой), амфиболитовой и зеленосланцевой; осуществлена корреляция их с аналогичными метаморфическими образованиями других регионов мира. Среди гранулитов и гнейсов канского комплекса автор выделил и описал два типа сравнительно редких и в то время слабо изученных чарнокитовых пород — автохтонные богуниты и слабо перемещенные интрузивные кузеевиты. Те и другие отнесены к палингенным образованиям и сопоставлены с соответствующими разностями чарнокитов Индии, Алдана, Украины. Также палингенными считаются наблюдаемые среди чарнокитов нередко гранат-, биотит- и гиперстенсодержащие полосчатые и линзовидные обособления лейкократовых минералов. По Ю. А. Кузнецову, это — продукты мигматизации гнейсов и кристаллосланцев в условиях гиперстеновогнейсовой и амфиболитовой фаций. Палингенным мигматитам противопоставляются мигматиты, возникающие в условиях инъекционно-контактового метаморфизма в связи с более поздними интрузиями, в частности артеритовые мигматиты в связи с Таракской гнейсогранитной интрузией, а также порфиробластические мигматиты метасоматического типа в контактовом ореоле Посольненского и других гранитных массивов. В работе специально рассмотрены процессы и продукты повторного метаморфизма пород каждого из трех выделенных метаморфических комплексов, в частности такие продукты наложенного метаморфизма, как бластомилониты, ультрамилониты, всевозможные диафориты и т. п. Большое внимание уделено изучению типов и последовательностей метаморфических процессов. В этой связи представляется чрезвычайно важным вывод о прогрессивном характере процессов метаморфизма при становлении названных метаморфических комплексов, о региональном их проявлении вне связи с магматическими процессами. Также важен вывод о наложенном регрессивном характере метаморфизма. Представляет интерес и сейчас анализ соотношений процессов роговиковой перекристаллизации и контактового метасоматоза.

Важное место в монографии Ю. А. Кузнецова занимает описание магматических образований, рассматриваемых уже тогда в качестве магматических формаций — естественных парагенезов изверженных горных пород. В связи с преимущественным развитием в пределах Енисейского края гранитоидных ассоциаций в работе наибольшее внимание обращено именно на гранитоиды, среди которых Ю. А. Кузнецовым выделены: крупная Таракская гнейсогранитная интрузия архейского возраста, затем также довольно крупные нижнепротерозойские Посольнинская гнейсогранитная и Нижнеканская гранитная интрузии, кроме того, более поздние докембрийские же Ангарская гранитная и Белогорская гранит-порфировая интрузии. На материалах обстоятельного геолого-петрографического изучения названных магматических образований Ю. А. Кузнецов показал в своей монографии, что гранитизация и регрессивный метаморфизм накладываются на «сухие» глубокометаморфизованные в гранулитовой фации породы, и тем самым впервые получил объективные свидетельства ювенильной природы гранитизирующих флюидов. Эти петрогенетические данные были потом положены в основу его представлений о магматогенезе и метаморфизме как процессах, развивающихся в результате деятельности глубинных интрателлурических потоков вещества и энергии, представлений, явившихся стержневыми в развивавшейся им в дальнейшем флюидно-магматической концепции происхождения магм и магматитов.

Выделенные 45 лет назад Ю. А. Кузнецовым метаморфические и магматические комплексы и в настоящее время не теряют значения и используются при формационных исследованиях докембрийских образований, а также в практике разномасштабных геологических съемок территории Енисейского кряжа, составляя основу современных представлений о строении, составе, метаморфизме, магматизме и металлогении Енисейского и других выступов Сибирской платформы.

Понятно, что последующие геолого-съемочные, петролого-геохимические и радиологические исследования докембрия Енисейского кряжа не оставили без некоторых изменений прежние представления и позволили в какой-то мере развить и кое в чем уточнить выводы 45-летней давности, главным образом в отношении возраста отдельных геологических формаций, их состава, подробности расчленения и т. д. Получили, к примеру, подтверждение и дальнейшее развитие представления Ю. А. Кузнецова о стратиграфической самостоятельности енисейского метаморфического комплекса. Вместе с тем в процессе современных исследований представилась возможность детализировать внутреннее строение этого комплекса, в частности выделить в его составе две породные серии: собственно енисейскую, существенно гнейсовую, метаморфизованную в амфиболитовой фации, и юксеевскую, преимущественно сланцево-амфиболитовую, метаморфизованную в основном в эпидот-амфиболитовой фации. В таком расчленении, кстати, нашли свое оправдание давние сомнения Юрия Алексеевича в отношении геологической целостности енисейского комплекса, заставившие его еще тогда противопоставлять западную часть комплекса восточной и допускать вероятность образования амфиболитов и диафоритов первой из них за счет какой-то более молодой пронизанной основными интрузиями толщи.

Далее, изменились данные о возрасте мурожно-татарского метаморфического комплекса и удерейских сланцев, объединяемых сейчас в сухопитскую серию — названные образования считаются не ниже- и среднепротерозойскими, а верхнепротерозойскими (рифейскими), хотя строгих доказательств справедливости таких изменений в датировках, вообще говоря, пока нет и очень даже может быть, что возраст этих терригенно-сланцевых толщ окажется более древним, раннедокембрийским, как это теперь установлено в других регионах.

Иным по современным данным представляется возраст красноцветных толщ восточной части Южно-Енисейского кряжа, считавшийся во время исследований Ю. А. Кузнецова нижнепалеозойским, а ныне совершенно определенно датируемый верхним рифеем — вендом.

Данными радиологических исследований уточнены датировки части магматических комплексов кряжа. Так, возраст таракских гнейсогранитов ныне определен примерно в 1800 млн лет, т. е. индексирован как нижнепротерозойский, а не архейский, по Ю. А. Кузнецову; возраст ангарских гранитов оценивается теперь примерно в 850 млн лет, т. е. является верхнерифейским, а не среднепротерозойским, как считалось ранее.

Нет, по-видимому, большой нужды останавливаться здесь на других изменениях в геологической трактовке изученных Ю. А. Кузнецовым объектов — для специалистов по геологии Енисейского кряжа они совершенно очевидны, а для широкого круга геологов, наверное, не столь уж существенны и, в некотором роде, даже излишни как рассеивающие читательское внимание по отдельным частностям в ущерб полноценному восприятию главного в содержании монографии Ю. А. Кузнецова.

Заклячая рассмотрение происшедших изменений во взглядах и представлениях, мы, думается, вправе говорить о том, что все они в общем не заслоняют главного в монографии — фактологической строгости описания объективно существующих в природе магматических и метаморфических комплексов и глубины петрологических обобщений, выполненных на материалах этих описаний.

Работа Ю. А. Кузнецова «Петрология докембрия Южно-Енисейского края» — безусловно фундаментальное научное исследование, сыгравшее важную роль в изучении древнейших геологических формаций не только Сибирской, но и других платформ Земли.

Текст нового издания монографии Ю. А. Кузнецова воспроизводится в основном по оригиналу, хотя при подготовке работы к печати редакторы сочли возможным произвести в нем некоторые сокращения. Они коснулись прежде всего вводных разделов «Предисловия», «Истории исследований», «Общего геологического очерка», которые объединены в один вводный под заголовком «Общие сведения о районе исследований». В новом, существенно сокращенном, вводном разделе главный акцент сделан на сведениях, касающихся собственно докембрийских образований Енисейского края.

В новой редакции монографии полностью отсутствует раздел «Полезные ископаемые Южно-Енисейского края» в связи с тем, что за истекшее с момента публикации время сведения о полезных ископаемых, приведенные в этом разделе, полностью устарели и ныне интересны лишь в историческом плане.

Подверглась редакционной переделке петрохимическая часть работы. В итоге сведения о химическом составе пород из разных разделов оригинала сведены в две таблицы (табл. 1 и 2) с исключением результатов пересчетов по Н. Ниггли и А. Н. Заварицкому, как непосредственно не влияющих на обоснование теоретических выводов проведенного исследования. В соответствии с этим изъяты и диаграммы, построенные с использованием пересчетных данных. Определенные трудности возникли при воспроизводстве иллюстраций оригинала, представленных макро- и микрофотографиями соответственно обнажений пород и петрографических шлифов. Большую часть этих трудностей в какой-то мере удалось преодолеть (к сожалению, не без некоторых потерь) стараниями Б. Н. Лапина, исполнившего почти все зарисовки фотоиллюстраций оригинала.

В существенно обновленной редакции представлен библиографический раздел монографии, в частности, объединены в список литературных источников два списка оригинала — «Список литературы по району» и «Список общей использованной литературы»; при этом осуществлены необходимые редакционные сокращения, а также исправления в соответствии с современными требованиями оформления библиографических материалов.

«Научно-биографический очерк» в первом томе «Избранных трудов» воспроизводит с незначительными дополнениями и сокращениями содержание аналогичного очерка из «Материалов к библиографии ученых СССР» (сер. геол. наук, 1976. — Вып. 25. — С. 6—21. — Юрий Алексеевич Кузнецов).

«Библиография научных работ Ю. А. Кузнецова» и «Основная литература о жизни и трудах Ю. А. Кузнецова» в основном повторяют соответствующие разделы «Материалов...» (с. 22—35), дополняя их главным образом работами, опубликованными позднее 1975 г.

АКАДЕМИК ЮРИЙ АЛЕКСЕЕВИЧ КУЗНЕЦОВ

(краткий научно-биографический очерк)

Крупнейший советский геолог, создатель учения о магматических формациях академик Ю. А. Кузнецов принадлежит к поколению ученых, человеческие и научные судьбы которых неразрывно связаны с периодом стремительного развития промышленности, науки и образования молодого советского государства в первые его десятилетия. Это поколение ученых сочетало самоотверженный труд в практическом строительстве социалистической экономики и высшей школе со смелой постановкой фундаментальных теоретических проблем и глубокой их проработкой, обеспечившей приоритет советской науки во многих направлениях. Особенно характерным было это плодотворное единение науки и практики для молодой сибирской школы геологов, блестящим представителем которой был Ю. А. Кузнецов.

Юрий (Георгий) Алексеевич Кузнецов родился 19 апреля 1903 г. в г. Никольске Вологодской области в семье юриста. Интерес к естественным наукам у Юрия Алексеевича зародился очень рано, и в 1920 г. он поступил в Томский университет на естественное отделение физико-математического факультета, намереваясь специализироваться в зоологии и ботанике и в будущем стать лесоводом или агрономом. Однако случайное участие в одной из геологических экспедиций в Горный Алтай навсегда увлекло его в геологию. В студенческие годы Ю. А. Кузнецов ежегодно работал в геологических партиях Сибгеолкома в Горном Алтае и Западном Саяне, получая под руководством будущих профессоров А. М. Кузьмина и И. К. Баженова отличную полевую практику. Еще до окончания (1924 г.) геологического отделения физико-математического факультета университета он был приглашен на должность хранителя университетского музея. В 1925 г. одним из первых выпускников университета он был принят в только что учрежденную в советских вузах аспирантуру к профессору М. А. Усову. В аспирантуре он завершил начатую на последнем курсе университета работу «Скарны Ольховско-Чибийских контактов», участвовал под руководством профессора Н. Н. Горностаева в геологической съемке в Центральном Казахстане, а в 1927 г., уже в качестве начальника партии Сибгеолкома, выполнил геологическую съем-

ку Абаканского и Камыштинского железорудных месторождений. Сокращенные отчеты об этих исследованиях были опубликованы и получили отличный отзыв С. С. Смирнова (позже академика). В этих работах описаны условия залегания, состав и генезис месторождений, а также дана их первая промышленная оценка, причем Абаканское месторождение, одно из крупнейших разрабатываемых в настоящее время в Алтае-Саянской области, признано крупным, а Камыштинскому дана отрицательная оценка.

С начала 1927/28 учебного года Юрий Алексеевич был назначен ассистентом кафедры петрографии университета, которой в то время заведовал профессор Н. Н. Горностаев. Здесь им осуществлялись подбор и составление учебных петрографических коллекций и разработка методики практических занятий. В частности, сделан и опубликован перевод работы Риттмана «Зональный метод. К методу определения плагиоклазов с помощью универсального столика Федорова» (1931), причем впервые в Советском Союзе этот ускоренный метод, отчасти заменяющий и дополняющий федоровский, был включен в программу практикума по петрографии в томских вузах.

В 1930 г. Ю. А. Кузнецов был зачислен ассистентом кафедры петрографии вновь созданного Сибирского геолого-разведочного института, позднее превратившегося в геолого-разведочный факультет Томского промышленного (с 1946 г. — политехнического) института. С 1935 по 1959 г., до переезда в г. Новосибирск в связи с переходом в Сибирское отделение АН СССР, он бессменно заведовал этой кафедрой.

Все эти годы Ю. А. Кузнецов вел преподавательскую работу в Томском политехническом институте. В 1938 г. Юрий Алексеевич был утвержден Высшей аттестационной комиссией в ученом звании профессора. Одновременно ему была присвоена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук без защиты диссертации.

И здесь Юрий Алексеевич постоянно и тесно был связан с Западно-Сибирским геологическим управлением, работая в нем до 1932 г. в качестве штатного геолога. Летом 1928 г. он руководил геолого-разведочными работами на огнеупорные глины Ажинского месторождения, которое оказалось непромышленным, разведал и открыл новое крупное месторождение высококачественных огнеупорных глин — Болотнинское. Описания этих месторождений позже опубликованы. В 1929 г. Юрий Алексеевич по поручению Западно-Сибирского геолого-разведочного управления начал геологическую съемку Красноярского хребта южнее г. Красноярска. Описание геологического строения этого района было опубликовано в 1932 г. В этой работе впервые для Сибири доказано наличие в каледонских структурах Западной Сибири двух разновозрастных гранитоидных комплексов — раннекаледонского гранодиоритового и девонского гранит-сиенитового.

В 1931 г. Ю. А. Кузнецов консультировал ряд геологических партий, осуществлявших поиски железорудных месторождений в Горной Шории. Практические результаты этих работ оказались весьма ощутимыми. В этот период были обнаружены и охвачены разведкой многие промышленные железорудные месторождения этого района. Научным результатом этих исследований явилась статья «Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности» (1932), в которой дана сравнительная характеристика двух гранитоидных формаций Кузнецкого Алатау — раннепалеозойской и девонской.

Начиная с 1933 г. Ю. А. Кузнецов, будучи штатным преподавателем вуза, принимает участие в работе геолого-разведочных организаций Сибири. Так, в 1933 г. по поручению треста «Союзредметразведка» им выполнены геологическая съемка и поиски руд олова в бассейнах рек Нижней Терси и Тайдона. В 1934 г. по договору с Сибирским отделением Геолкома он консультировал ряд геологических партий этой организации. Результаты этих исследований нашли частичное отражение в статье о полезных ископаемых, связанных с формированием древней коры выветривания в Западном Присалаирье. В 1935 г. по договору с Западно-Сибирским геолого-разведочным управлением Юрий Алексеевич провел детальную геологическую съемку вдоль трассы Чуйского тракта. Результатом этой работы явились монография «Геологическое строение Центральной части Горного Алтая» (1939) и статья «Щелочные граниты Горного Алтая» (1937), не утратившие значения до сих пор.

В 1937 г. по договору с «Союзредметразведкой» Ю. А. Кузнецов руководил тематической партией и вел поисковые работы в южной части Енисейского края. В 1938—1939 гг. по поручению Западно-Сибирского геологического управления он продолжал маршрутные геологические исследования, которыми была охвачена вся Канско-Ангарская часть Енисейского края. Район оказался исключительно интересным в геолого-петрологическом отношении широким развитием древнейших толщ кристаллических сланцев гранулитовой фации, явлениями анатектического их плавления, повторным метаморфизмом с преобразованием ассоциаций гранулитовой фации в амфиболитовую и более низкотемпературные в связи с последующим протерозойским гранитоидным магматизмом и т. д. Материал этот послужил основанием для серии статей (1938—1952 гг.) и монографии «Петрология докембрия Южно-Енисейского края», которая была опубликована в 1941 г. и в том же году защищена в качестве докторской диссертации.

Во время Великой Отечественной войны Ю. А. Кузнецов по поручению Западно-Сибирского геологического управления вел (1942—1943 гг.) геолого-поисковые работы в северо-западной части Горного Алтая. Практический результат этих исследований — открытие элювиального месторождения золота, сконцентрированного в железной шляпе колчеданной залежи. Научный итог — журнальные статьи, посвященные геоморфологии и неотектонике Северо-Западного Алтая и проблеме фацциальности кварц-порфировых интрузий этого района.

В томский период Ю. А. Кузнецов много времени уделял научно-организационной работе. В 1941 г. он начальник научно-исследовательского сектора Томского политехнического института, в 1944—1947 гг. — декан геолого-разведочного факультета этого же института. С 1942 г. до отъезда из Томска Ю. А. Кузнецов являлся членом редколлегии «Известий Томского политехнического института» и «Материалов по геологии Западной Сибири», с 1955 г. он — член редколлегии многотомного издания «Геология СССР». В 1957—1960 гг. Юрий Алексеевич организовал и возглавил Проблемную геологическую лабораторию при Томском политехническом институте, которая продолжает успешно действовать и в настоящее время. В течение пяти лет (1949—1955) Ю. А. Кузнецов по предложению Министерства высшего образования СССР заведовал кафедрой петрографии Томского государственного университета.

В 40-е годы Ю. А. Кузнецов приступает к разработке наиболее острых теоретических проблем петрологии и геологии. Особое место в его

научном творчестве занимают исследования происхождения и причин разнообразия изверженных горных пород.

Первым крупным достижением Юрия Алексеевича в этой области явилось ставшее классическим исследование процессов ультраметаморфизма и гранитного магмообразования в докембрии Енисейского кряжа. В уже упоминавшейся ранее монографии по петрологии докембрия Южно-Енисейского кряжа Ю. А. Кузнецовым обоснована и всесторонне охарактеризована новая обширная провинция выходов архейских комплексов фундамента Сибирской платформы. На материале этих комплексов впервые сформулированы представления о глубинном плутонометаморфизме и происхождении в рамках этого процесса кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов и чарнокитов. Для последних приведены убедительные доказательства палингенного происхождения. В книге «Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа», выпущенной в 1941 г. небольшим тиражом и ставшей в настоящее время библиографической редкостью, дан исчерпывающий тектоно-стратиграфический и формационный анализ докембрия Енисейского кряжа, причем основные ее положения и выводы выдержали испытание временем и до сих пор широко используются при изучении этого чрезвычайно интересного и сложного региона. В 1945 г., через четыре года после выхода в свет этой работы, академик Д. С. Коржинский дал ей следующую оценку: «Автор сумел дать увлекательное и достаточно объективное описание исследованной им сложной и обширной области. Нам очень пужны такие петрологические региональные описания со столь тщательным выделением разновременных формаций и всесторонней характеристикой их особенностей. Пожелаем, чтобы эта книга была скорее снабжена геологической картой и стала доступной для общего пользования»*.

Региональные петрологические исследования Енисейского кряжа, Горного Алтая и других районов Сибири, проведенные Ю. А. Кузнецовым в разные годы, дали большой и очень ценный материал по относительно слабо изученным фациям интрузивных горных пород. В конце 40-х годов Ю. А. Кузнецов начал многолетние исследования по проблеме фациальности магматических пород, впервые поднятой его учителем академиком М. А. Усовым еще в 1932 г. В ранних трудах, посвященных этой проблеме, Юрий Алексеевич, критически сопоставив и дополнив исследования М. А. Усова, создал новую классификацию фаций магматических горных пород, в которой значительно расширил представления о фациях глубинности интрузивных пород. Им дополнительно выделены две новые фации: мезоабиссальная (среднеглубинная) и ультраабиссальная (крайнеглубинная). Дайковая группа фаций преобразована в дайковую субфацию, присутствующую во всех (кроме ультраабиссальной) фациях интрузивных пород. Ю. А. Кузнецовым разработаны более полные и совершенные критерии выделения различных фаций глубинности. По его мнению, при расчленении фаций интрузивных пород следует руководствоваться прежде всего теми их признаками, которые отражают геологические условия их образования.

К проблеме фациальности изверженных горных пород Юрий Алексеевич неоднократно обращается и позже, в частности в статьях 1955, 1960 и 1973 гг. В них он еще более расширяет понятия о фациях и совершен-

* Коржинский Д. С. О плутоно-метаморфизме // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1945.— № 4.— С. 143—144.

ствуется их классификация. Порядку с фациями глубинности (макро- или мегафация), которым Юрий Алексеевич отводит главенствующую роль, серьезное значение придает он более мелким фациям второго (мезофация) и третьего (микрофация) порядков. Эти фации определяются взаимоотношением магмы с ее окружением и выражаются в формах и размерах магматических тел, характере контактового метаморфизма, особенностях состава, структуры и текстуры магматических горных пород. В статье «О магматических фациях глубинности» (1973), написанной совместно с В. П. Шараповым и В. Г. Меламедом, сделана попытка привлечения теплофизических расчетов для определения значений давлений и истинной глубины формирования магматических тел различных фаций глубинности.

При исследовании проблемы происхождения магматических горных пород Ю. А. Кузнецов уделяет большое внимание выяснению природы различных типов магм, роли и соотношения процессов дифференциации, ассимиляции и метаморфизма в формировании магматических пород и их ассоциаций. Этим вопросам посвящен его доклад «О происхождении магматических пород» на первом Всесоюзном петрографическом совещании в 1952 г. и ряд статей, предшествующих этому докладу. Доклад и статьи привлекли внимание широкого круга геологов и петрографов и вызвали оживленную дискуссию. В них Юрий Алексеевич выступил с подробным анализом современных представлений о происхождении изверженных горных пород, выделив как наиболее приемлемую и реальную гипотезу о существовании трех генетических рядов магматических пород — гранитоидного, базальтоидного и ультрабазитового. Ю. А. Кузнецов особо подчеркнул необходимость признания различных способов рождения магм и магматических пород. Вопрос о гетерогенности изверженных горных пород он подробно рассмотрел на примере гранитов, которые в различных фациальных условиях проявляются и образуются по-разному: ультраабиссальные и абиссальные гранитоиды в большинстве случаев — продукты ультраметаморфизма, а среднеглубинные и гипабиссальные их представители — продукты кристаллизации магматических масс. Позднее во второй группе гранитоидов Ю. А. Кузнецов выделил граниты собственно интрузивные, проявляющиеся большей частью в гипабиссальной обстановке, и магматические, но не интрузивные, а образующиеся на месте путем магматического замещения, что более свойственно гранитоидам средних (мезоабиссальных) глубин.

Занимаясь вопросами происхождения магматических горных пород, Ю. А. Кузнецов пришел к выводу о целесообразности выделения различных генетических типов рудоносных интрузий. Широко известна написанная им в 1955 г. на эту тему статья «Железооруденение и генетические типы интрузий», в которой обосновывается особенно высокая продуктивность в отношении железооруденения базальтоидного ряда интрузий, включая его кислые производные. В последующих работах Юрий Алексеевич предлагает рассматривать эндогенное оруденение в связи с определенными формационными типами интрузий и при этом учитывать металлогенические особенности соответствующих магматических формаций.

Научные исследования Ю. А. Кузнецова в области фаціальности и происхождения изверженных горных пород получили широкое признание. В 1958 г. он был избран членом-корреспондентом Академии наук СССР. В 1959 г. перешел на работу в Институт геологии и геофизики СО АН СССР, организовав и возглавив в нем лабораторию магматиче-

ских формаций. В 1966 г. он избран действительным членом Академии наук СССР; с 1970 г. до конца жизни Юрий Алексеевич заведовал организованным им отделом магматических формаций и петрологии магматических пород Института геологии и геофизики СО АН СССР.

В этот период Ю. А. Кузнецовым выполнены основополагающие теоретические исследования в области учения о магматических формациях, явившиеся логическим продолжением всех его предшествующих работ.

Учение о геологических формациях зародилось и получило особенное широкое развитие в Советском Союзе. Начиная исследования в этой области, Ю. А. Кузнецов обращал внимание на то, что изучение двух обширных классов геологических формаций — осадочного и магматического происхождения — исторически развивалось неравномерно. Благодаря работам академика Н. С. Шатского, его учеников и последователей учение об осадочных формациях уже давно приобрело значение самостоятельного научного направления, что нельзя было сказать о магматических формациях. Вместе с тем первые исследования в области геологических формаций, принадлежащие Ф. Ю. Левинсону-Лессингу, А. Н. Заварицкому и особенно Ю. А. Билибину, посвящены именно магматическим ассоциациям горных пород, имеющим особо большое значение для познания внутреннего строения Земли, выяснения эволюции глубинных процессов и закономерностей размещения рудных месторождений эндогенного происхождения. Назрела необходимость преобразования разрозненных сведений о магматических формациях в самостоятельную отрасль геологических знаний, необходимость теоретического обобщения огромного количества фактов о существующих в природе группировках магматических горных пород, об их происхождении и закономерностях размещения.

Именно этим главным задачам посвящены научные работы Ю. А. Кузнецова конца 50-х — начала 60-х годов, завершившиеся капитальной монографией «Главные типы магматических формаций» (1964) — первым в мировой практике фундаментальным обобщением в данной области. В этой книге и предшествующих ей статьях изложены теоретические основы учения о магматических формациях как закономерных сочетаниях изверженных горных пород, рассмотрены особенности их состава и металлогении, закономерности размещения в структурах земной коры, дана сравнительная характеристика главных типов магматических формаций.

Всесторонний формационный анализ природных ассоциаций изверженных горных пород позволил Ю. А. Кузнецову сделать ряд новых общетеоретических выводов о связях магматизма с тектоническими процессами, об общих закономерностях развития магматизма в истории формирования земной коры, о необратимом характере эволюции магматических процессов и т. д. Работы Юрия Алексеевича в области магматических формаций явились крупным событием в развитии наук о Земле, чрезвычайно важным и в теоретическом плане, и в производственном отношении. Они получили всеобщее признание и были отмечены в 1970 г. Президиумом Академии наук СССР премией им. А. П. Карпинского, а в 1983 г. — Государственной премией СССР.

Вслед за циклом работ по магматическим формациям Ю. А. Кузнецовым опубликован ряд статей по исследованию соотношений гранитоидного магматизма и тектоники, выяснению причин появления и механизма формирования гранитоидных магм и интрузий. В статьях «О глав-

ных формах гранитоидного магматизма и механизмах образования гранитоидных тел», «Гранитоидный магматизм и тектоника», «Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магнообразования», опубликованных в 1966—1969 гг., продолжают обсуждение и дальнейшая разработка поднятых ранее общих проблем магматической геологии применительно к группе гранитоидных формаций.

В первой статье, посвященной формам проявления гранитоидного магматизма, развивается выдвинутый в более ранних работах тезис о том, что механизм образования гранитоидных тел может быть различным, определяясь геологической обстановкой и способом миграции вещества. При этом выделяются следующие главные типы проявления гранитоидных тел: 1) чарнокитовые мигматиты и анатектиты древних щитов, представляющие как бы «зародышевый» сильно рассеянный гранитоидный магматизм, связанный с проявлениями регионального метаморфизма — ультраметаморфизма (перераспределение вещества в данном случае происходит на небольшие расстояния внутри метаморфизирующейся толщи без существенной роли глубинных растворов); 2) нормальные мигматиты и анатектиты амфиболитовой фации, развивающиеся на фоне интенсивного и глубокого метаморфизма в обстановке широких дифференциальных движений вещества при участии растворов местного и глубинного происхождения, инфильтрационный перенос вещества проявляется в данном случае преимущественно в рассеянной форме; 3) автохтонные гранитоидные батолиты складчатых областей, связанные с процессами магматического замещения вмещающих толщ в зонах высокой проницаемости (зоны повышенной трещиноватости и глубинных разломов) с интенсивным и сосредоточенным инфильтрационным переносом вещества интрателлурическими потоками; 4) аллохтонные батолиты и другие интродуцированные тела мезо- и эпизон складчатых областей, формирующиеся путем движения готовых магматических масс по открытым или открывающимся каналам.

Определяя критерии механизма образования гранитоидных тел, Ю. А. Кузнецов подчеркивает, что решение вопроса об автохтонности или аллохтонности гранитоидных plutонов — чрезвычайно важного в петрологическом и металлогеническом аспекте — дело сложное и трудное. В качестве наиболее надежного метода его решения предлагается детальное петрологическое и структурное исследование гранитоидных plutонов. Образцом такой работы явилась опубликованная в 1971 г. под редакцией и при участии Ю. А. Кузнецова коллективная монография «Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау». Эта работа, имеющая исключительно большое региональное значение, интересна также тем, что в ней проблема образования крупных гранитоидных plutонов батолитового типа решается на большом детально проработанном конкретном материале. Значительное внимание уделено в монографии описанию автохтонных гранитоидных тел, формирующихся на месте путем магматического замещения вмещающих толщ.

В статье «Гранитоидный магматизм и тектоника», опубликованной Ю. А. Кузнецовым в соавторстве с А. Л. Яншиным в 1967 г., проблема происхождения разных типов гранитоидных формаций рассматривается в существенно ином — регионально-тектоническом — аспекте. В этой работе, получившей широкий отклик у многих советских тектонистов и магматистов, выделяются три обширные группы гранитоидных формаций, связанных с орогенным этапом развития подвижных зон и проявляе-

ниями сводово-глыбовой тектоники в пределах молодых платформ и в зонах активизации древних платформ. К ним относятся: 1) группа «позднеорогенных», или «сининверсионных», гранитоидных формаций, связанных с собственно геосинклинальным процессом и приуроченных в пределах подвижных зон к внутригеосинклинальным поднятиям (интрагеоантиклиналям); 2) группа «окологеосинклинальных» гранитоидных формаций, проявляющихся за пределами геосинклиналей в ранее консолидированных структурах «рамы», по отношению к которым гранитоиды оказываются «посторогепными», или «постинверсионными»; 3) группа «внегеосинклинальных» гранитоидных формаций, связанных с процессом оживления консолидированных структур и, соответственно, блоково-разломной тектоникой. Кроме того, намечается «синтектонический», или «синорогенный», гранитоидный магматизм, свойственный древним, докембрийским структурам и представленный преимущественно гнейсогранитными комплексами. Очень важным общим выводом, сформулированным в этой работе, является отрицание ставшего привычным представления об обязательной связи гранитоидного магматизма с главными фазами складчатости. По мнению авторов статьи, гранитоиды связаны, как правило, не с процессом складкообразования, а с интенсивными поднятиями и сопровождающими их разломами; важная роль в генерации гранитоидных магм и развитии гранитоидного магматизма отводится глубинным разломам и мигрирующим в них ювенильным интрателлурическим, или «сквозьмагматическим», растворам.

Проблеме интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов магмообразования посвящена статья, написанная Ю. А. Кузнецовым совместно с Э. П. Изохом в 1969 г., — «Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования». В ней особо подчеркивается, что «образование значительных объемов гранитоидной магмы, способной к интрузиям в верхние слои литосферы, возможно только в случае проникновения в область метаморфизма и магмообразования растворов (эманаций) глубинного, подкорового происхождения». Флюидо- и магомпровадщими структурами являются, по мысли авторов статьи, глубинные разломы и «геоантиклинальные вздутия», по которым продукты дифференциации вещества устремляются в области пониженных давлений к поверхности Земли. Основываясь на закономерном изменении петрохимического характера последовательных интрузивных серий — от натровых к калиевым и затем к высокощелочным, авторы пришли к выводу о закономерном и направленно изменяющемся во времени составе интрателлурических растворов, отражающих некоторые общие тенденции в глубинной эволюции недр планеты. Таким образом, магматизм рассматривается в этой статье как составная часть процессов планетарной дифференциации, как продукта взаимодействия вещества различных оболочек Земли с интрателлурическими растворами переменного состава, выступающими в роли главных агентов магмообразования.

Связи магматизма с глубинными, мантийными процессами рассмотрены Ю. А. Кузнецовым в большой проблемной статье 1970 г. «Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации». В этой работе в качестве главных типов магмоконтролирующих структур выделены и описаны: активизированные кратоны, сводово-глыбовые области и геосинклинали, характеризующиеся определенными наборами магматических формаций. Исследование особенностей магматизма в раз-

ных типах структур привело Ю. А. Кузнецова к выводу, что специфичность магматизма отчетливо проявляется лишь в двух типах структур: в активизированных кратонах с преимущественно базитовым магматизмом и сводово-глыбовых структурах с характерным набором среднекислых вулканно-плутоических формаций. Геосинклинальные же характеризуются переменным тектоническим режимом и, соответственно, меняющимся по характеру магматизмом; в стадии прогибания они ведут себя как активизированные кратоны, в стадии инверсии и образования геоантиклинальных поднятий создается обстановка, близкая к режимам сводово-глыбовых структур, специфические геосинклинальные магматические формации возникают лишь в стадии замыкания геосинклиналий в обстановке тангенциальных сжатий (формации гранитоидных батолитов).

В работе особенно подчеркивается, что в ряде случаев отсутствует известная связь между типами структур земной коры и характером магматизма; имеется много примеров, когда одни и те же магматические формации проявляются в разных по типу структурах земной коры или, напротив, однотипные структуры характеризуются разными наборами магматических формаций. В связи с этим делается очень важное заключение о «сквозьструктурности» магматических формаций и невозможности их классификации на основе коровой тектоники. Объясняется это тем, что магматические формации по отношению к земной коре эпигенетичны и связь их с тектоникой осадочной оболочки парагенетическая. Свойства структур земной коры, характер и интенсивность магматизма определяются состоянием верхней мантии в соответствующих сегментах планеты.

При этом любой магматизм, по Ю. А. Кузнецову, «является одним из выражений активизации именно верхней мантии, а вещественный состав магматитов во многих случаях прямо контролируется степенью дифференцированности и соответственно „зрелостью“ или „истощенностью“ вещества верхней мантии».

Исследования проблемы связей магматизма с тектоникой привели Ю. А. Кузнецова к необходимости пересмотра некоторых методологических основ учения о магматических формациях. Новым методологическим аспектом формационного анализа посвящены его статья «О состоянии и задачах учения о магматических формациях» (1973) и ряд предшествующих ей докладов. В них уточнены основные понятия учения о магматических формациях, рассмотрен вопрос о соотношениях магматических фаций и формаций, предлагаются новые принципы построения общей классификации магматических формаций. Ю. А. Кузнецов подчеркивает, что задачи и принципы общей классификации магматических формаций кардинально отличаются от задач и принципов первичной их систематизации при геологическом картировании и составлении схем магматизма отдельных районов. В качестве основного формационного подразделения при региональных исследованиях предлагается принять магматический комплекс. Выделение и систематизация магматических комплексов должны производиться, по Ю. А. Кузнецову, на региональной тектонической основе одновременно и в тесной связи с общим тектоноформационным районированием. При выделении же основных подразделений общей классификации магматических формаций, по мнению Юрия Алексеевича, «следует учитывать только вещественно-структурные признаки магматических ассоциаций».

Тектоническая основа для классификации магматических формаций в этом случае считается непригодной из-за отсутствия строго фиксированной связи типов магматических формаций с типами тектонических структур

тур. Известные отклонения Ю. А. Кузнецов объясняет рассмотренными в предшествующих его работах органическими связями магматизма с глубинными, мантийными процессами и независимостью магматических явлений от тектоники осадочной оболочки Земли. Он считает, что назрела необходимость в разработке новой классификации магматических формаций, основанной на вещественно-структурных признаках ассоциаций магматических пород. Границы между основными подразделениями такой классификации должны быть количественными или точно определенными качественными и, по возможности, отвечать границам наиболее распространенных природных группировок изверженных горных пород. Здесь Юрий Алексеевич ярко проявил присущую ему научную принципиальность, решительно пересмотрев часть своих прежних построений и призвав к поискам новых закономерностей, основанных на использовании вещественных признаков магматических формаций и их строгих количественных оценок. Развитие формационного анализа в этом направлении осуществляется сейчас его учениками и последователями во многих научных коллективах. Опыт систематики магматических формаций на вещественной основе освещен Ю. А. Кузнецовым в серии коллективных статей (1976, 1981, 1985).

Говоря о научной деятельности Ю. А. Кузнецова, следует особо подчеркнуть постоянную и очень тесную связь его научных интересов и исследований с практическими задачами геологии. К широким теоретическим обобщениям он пришел от фундаментальных исследований обширных пространств Сибири, геологическое изучение и освоение которой в советский период тесно связано с его именем.

Замечательной чертой Ю. А. Кузнецова как ученого являлось постоянное стремление к исследованию коренных первостепенных проблем теоретической геологии. Последовательно изучая сложные проблемы условий образования и причин разнообразия изверженных пород, теоретические и методологические аспекты учения о магматических формациях, проблемы связи магматизма и тектоники, магматизма и рудообразования, Юрий Алексеевич создал свое направление в геологии, оформившееся ныне в самостоятельную научную школу. Это новое научное направление, по-видимому, следует называть магматической геологией.

Научная и педагогическая деятельность Ю. А. Кузнецова отмечена высокими правительственными наградами. Он награжден тремя орденами Ленина, двумя орденами Трудового Красного Знамени и медалями СССР. В 1983 г. он удостоен Государственной премии СССР по науке и технике как руководитель научного коллектива (совместно с акад. В. А. Кузнецовым) за работы по магматическим и рудным формациям Сибири.

Яркий представитель советской геологической науки Ю. А. Кузнецов пользовался огромным авторитетом в среде ученых и производственников, привлекал к себе всех знавших его не только глубиной знаний, оригинальностью мысли и широчайшей эрудицией, но также многогранностью прекрасных чисто человеческих качеств — обостренным чувством нового, искренностью и независимостью суждений, бескорыстием и доброжелательностью, уважением творческой самостоятельности других, простотой и доступностью в общении. Имя Ю. А. Кузнецова в геологической науке навсегда сохранится в его бесценном творческом наследии, в созданной им научной школе, в благодарной памяти соратников и последователей, в делах нынешних и грядущих поколений геологов.

Член-корреспондент АН СССР

Г. В. Поляков

БИБЛИОГРАФИЯ НАУЧНЫХ РАБОТ Ю. А. КУЗНЕЦОВА

1927

- Скарны Ольховско-Чибеевских контактов в Минусинском уезде // Изв. Томск. гос. ун-та.— Т. 79, вып. 1.— С. 1—35.
Об асфальтите в Кузнецком каменноугольном бассейне // Там же.— С. 36—41.

1929

- Геологическое строение Абаканского железорудного месторождения.— Томск: Сиб. отделение Геолкома.— 84 с.— (Изв. Зап.-Сиб. отделения Геолкома.— Т. 8, вып. 3).
Геологический очерк Камыштинского железорудного месторождения.— Томск: Сиб. отделение Геолкома.— 22 с.— (Изв. Зап.-Сиб. отделения Геолкома.— Т. 9, вып. 4).
Детальная геологическая съемка Абаканского железорудного месторождения и осмотр района Камыштинского железорудного месторождения // Отчет о состоянии и деятельности Геологического комитета за 1926/27.— Л.: Геолком.— С. 172—174.
Детальная геологическая съемка районов Абаканского и Камыштинского железорудных месторождений Хакасского округа // Там же.— 684 с.
Поисково-разведочные работы на Ажинских месторождениях огнеупорных и красочных глин.— Томск: Сиб. отделение Геолкома.— 21 с.— (Изв. Зап.-Сиб. отделения Геолкома.— Т. 8, вып. 6).

1930

- Ажинское месторождение огнеупорных глин, кварцевых песков и минеральных красок // Материалы по изучению Сибири.— Т. 1/ Под ред. В. В. Ревердатто и др.— Томск: Томск. отделение Об-ва изучения Сибири и ее производ. сил.— С. 76—110.
Болотнинское месторождение огнеупорных глин // Минер. сырье.— № 9.— С. 1222—1235.

1931

Перевод: Риттман А. Зональный метод. К методике определения плагиоклазов с помощью универсального столика Федорова.— Томск: изд. втузов.— 48 с.

1932

Геология района г. Красноярск (Отчет геологической съемке 1929 г.) // Изв. Зап.-Сиб. геолого-развед. треста.— Т. 12, вып. 2.— С. 3—46.

Об интрузиях Кузнецкого Алатау и их рудоносности // Вестн. Зап.-Сиб. геолого-развед. треста.— Вып. 3—4.— С. 69—75.

1933

Глины/В помощь туристу-краеведу.— Новосибирск: Зап.-Сиб. геолого-развед. трест.— 16 с.

Нефелиновые месторождения в Западно-Сибирском крае // Вестн. Зап.-Сиб. геолого-развед. треста.— Вып. 4.— С. 47—53.

О стратиграфии палеозоя Горной Шории // Вестн. Зап.-Сиб. геолого-развед. треста.— Вып. 5.— С. 57—64.

Перевод: Риттман А. Зональный метод. К методике определения плагиоклазов с помощью универсального столика Федорова // Подногин А. К. Микроскопическое исследование породообразующих минералов по методу Е. С. Федорова.— Ленинград — Москва — Новосибирск: Горгеонефтеиздат.— С. 119—140.

Предисловие переводчика // Там же.— С. 118—119.

1934

Глины // Полезные ископаемые Западно-Сибирского края.— Т. 2: Нерудные ископаемые.— Новосибирск: Зап.-Сиб. геол.-гидрогеод. трест.— С. 1—43.

Доломит // Там же.— С. 63—68.

Магнезит // Там же.— С. 69—70.

Цементные материалы // Там же.— С. 96—103.

Нефелин // Там же.— С. 223—230.

Первое полиметаллическое месторождение в Кузнецком Алатау // Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидрогеод. треста.— Вып. 4.— С. 16.

Работа по нерудному сырью в 1934 году // Вестн. Зап.-Сиб. геол.-гидрогеод. треста.— Вып. 6.— С. 49—52.

1936

Некоторые новые данные по геологии Горного Алтая // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста.— Вып. 1.— С. 51—59.

1937

- Полезные ископаемые древней коры выветривания в Новосибирском районе // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста.— Вып. 1.— С. 16—29.
- Щелочные граниты Горного Алтая // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста.— Вып. 4.— С. 52—66.

1938

- Геологический очерк Красноярского края // Полезные ископаемые Красноярского края.— Красноярск: краевое гос. изд-во.— С. 1—20.
- Материалы к геологии южной части Енисейского края // Вестн. Зап.-Сиб. геол. треста.— Вып. 1.— С. 38—48.
- Ред.: Материалы по геологии Красноярского края.— Вып. 4.— Красноярск: краевое гос. изд-во.— 52 с.— Совместно с Ф. Н. Шаховым и М. М. Руниним.

1939

- Геологическое строение центральной части Горного Алтая.— Томск: Зап.-Сиб. геол. управл.— 92 с. (Материалы по геологии Зап. Сибири.— № 41).
- Ред.: Материалы по геологии Западной Сибири.— № 7 (49).— Томск: Зап.-Сиб. геол. управл.— 36 с.— Совместно с Ф. Н. Шаховым и Н. И. Мамлиным.

1940

- Стратиграфия докембрия южной части Енисейского края // Научно-техническая конференция в связи с сорокалетним юбилеем учебно-научной деятельности (Томского индустриального) института: Тезисы докладов.— Томск: Красное знамя.— С. 18—21.
- Гранитные интрузии Южно-Енисейского края // Там же.— С. 21—22.
- Ред.: Материалы по геологии Западной Сибири.— № 12 (54).— Томск: Зап.-Сиб. геол. управл.— 33 с.— Совместно с другими.

1941

- Петрология докембрия Южно-Енисейского края.— Томск: Зап.-Сиб. геол. управл.— 240 с. (Материалы по геологии Зап. Сибири.— № 15 (57)).
- Верхний протерозой восточной окраины Енисейского края // Вести. Зап.-Сиб. геол. управл.— № 1—2.— С. 44—58.

1942

- Новый рудный район в Северо-Западном Алтае // Научно-техническая конференция, посвященная 25-летию Великой Октябрьской социалистической революции 3—6 декабря 1942 года.— Томск: Красное знамя.— С. 11.
- То же // Вести. Зап.-Сиб. геол. управл.— № 5—6.— С. 54—61.

Гранитные интрузии Южно-Енисейского края // Юбилейная научно-техническая конференция (Томского индустриального института): Геолого-разведочная секция. Региональная геология.— Томск: Красное знамя.— С. 129—175. (Изв. Томск. индустр. ин-та им. С. М. Кирова.— Т. 62, вып. 1).

1946

Докембрий Енисейского края // Изв. АН СССР. Сер. геол.— № 4.— С. 75—93.

1947

Новые данные по геологии Усовского железорудного месторождения // Вести. Зап.-Сиб. геол. управл.— № 5.— С. 7—15.— Совместно с Н. Х. Белоус.

Тектоника Северо-Западного Алтая // Сборник аннотаций по законченным в 1946 году научно-исследовательским работам.— Томск: Политех. ин-т им. С. М. Кирова.— С. 6.

Вулканизм и метаморфизм Северо-Западного Алтая // Там же.— С. 7. Стратиграфия Енисейского края // Там же.— С. 7.

Вулканизм и метаморфизм Енисейского края // Там же.— С. 8.

Тектоника Енисейского края // Там же.— С. 8—9.

1948

Геология СССР. Т. 14: Западная Сибирь.— Ч. 1: Геологическое описание.— М.— Л.: Гос. изд-во геол. лит.

Там же. Стратиграфическое описание (Северо-Западный Алтай): Докембрий.— С. 92—93.

Силурийская система.— С. 163—165.

Девонская система.— С. 218.

Каменноугольная система.— С. 267.

Третичная система.— С. 375.

Четвертичная система.— С. 419.

Вулканизм и метаморфизм.— С. 489—501.

Тектоника.— С. 591—596.

Геология Нижне-Ангарского железорудного бассейна // Третья геологическая конференция памяти академика М. А. Усова: Тезисы докладов.— Томск: Полиграфиздат.— С. 28—30.

1949

Схема классификации фаций магматических пород.— Новосибирск: Горно-геол. ин-т.— 28 с.— (Тр. Горно-геол. ин-та Зап.-Сиб. фил. АН СССР.— Вып. 5).

1950

Материалы к стратиграфии и тектонике Северо-Западного Алтая // Изв. Томск. политех. ин-та.— Т. 65, вып. 2.— С. 31—41.

К геоморфологии Северо-Западной окраины Алтая // Там же.— С. 259—261.

1951

- Порфиновые интрузии Северо-Западного Алтая и их фациальность // Изв. АН СССР. Сер. геол.— № 2.— С. 45—54.
- О происхождении, номенклатуре и классификации магматических пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— № 6.— С. 103—109.

1952

- Енисейский кряж // Сборник очерков докембрия отдельных районов Урала, Казахстана, Средней Азии, Западной и Восточной Сибири.— М.— Л.: Изд-во АН СССР.— С. 84—106.— (Тр. Лаб. геол. докембрия АН СССР.— Вып. 1).

1953

- О проблеме происхождения магматических пород // Изв. АН СССР. Сер. геол.— № 1.— С. 81—97.
- Происхождение магматических пород // Изв. Томск. политех. ин-та.— Т. 74, вып. 1.— С. 13—46.

1955

- Петрография и учение о формациях // Материалы Новосибирской конференции по учению о геологических формациях.— Т. 1.— Новосибирск.— С. 185—188.
- Происхождение магматических пород // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Труды Первого Всесоюзного петрографического совещания.— М.: Изд-во АН СССР.— С. 296—331.
- Фации магматических пород // Вопросы геологии Азии.— Т. 2.— М.: Изд-во АН СССР.— С. 645—657.
- Железооруденение и генетические типы интрузий // Изв. АН СССР. Сер. геол.— № 2.— С. 35—43.
- Предмет и задачи петрографии и положение ее в ряду других геологических наук // Зап. Всесоюз. минерал. об-ва.— № 3, ч. 84.— С. 267—275.

1957

- По поводу «Критических замечаний» В. Г. Кореля. (К статье «Железооруденение и генетические типы интрузий») // Изв. АН СССР. Сер. геол.— № 7.— С. 119—122.

1958

- Магматические формации // Закономерности размещения полезных ископаемых.— Т. 1.— М.: АН СССР.— С. 142—159.
- Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций // Вопросы магматизма и металлогении СССР.— Ташкент: АН УзССР.— С. 58—72.

- О принципах выделения и классификации фаций магматических пород // Основные идеи М. А. Усова в геологии.— Алма-Ата: АН КазССР.— С. 246—254.
- Магматические формации и их классификация // Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы.— М.: АН СССР.— С. 30—36. (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геол. Проблема 13).
- Magmatic formations and their classification // Report of the XXI st session. Norden. 1960. Part 13. Petrographic provinces, igneous and metamorphic rocks.— Copenhagen: Det Berlingske bog trykkeri.— P. 94—95.
- Об особой роли гранитоидных интрузий в истории магматизма Алтае-Саянской складчатой области // Геол. и геофиз.— № 1.— С. 23—37.
- Основные закономерности тектонического размещения и классификация магматических формаций // Магматизм и связь с пим полезных ископаемых.— М.: Госгеолтехиздат.— С. 93—103.
- Ред.: Лучицкий И. В. Вулканизм и тектоника девонских впадин Минусинского межгорного прогиба.— М.: АН СССР.— 276 с.

1961

- О гетерогенности магматических пород (на примере гранитов) // Геол. и геофиз.— № 10.— С. 50—59.
- Памяти Олега Дмитриевича Левицкого (1909—1961). Некролог // Геол. и геофиз.— № 3.— С. 116—117. (Совместно с другими).
- Ред.: Геология СССР. Т. 15. Красноярский край. Ч. 1: Геологическое описание.— М.: Госгеолтехиздат.— 815 с.— Совместно с И. В. Лучицким.
- Там же. Предисловие.— С. 5—9.
- Там же. Стратиграфия, архейская группа:
Введение.— С. 71—75, с. 64.
Енисейский кряж.— С. 71—75.
Общая сводка.— С. 75.
- Там же. Стратиграфия, протерозойская группа:
Введение.— С. 75.
Енисейский кряж.— Совместно с Г. И. Кириченко.— С. 89—100.
Сравнительная характеристика протерозойских отложений.— С. 126—130.
- Там же. Магматизм и метаморфизм:
Введение.— С. 481—482.
Енисейский кряж.— Совместно с Т. М. Дембо.— С. 530—541.
Кузнецкий Алатау.— Совместно с Г. А. Иванкиным.— С. 556—564.
Общая сводка.— С. 582—583.

1962

- Основные черты тектоники и магматизма Сибири // Геол. и геофиз.— № 5.— С. 3—13.— Совместно с Ю. А. Косыгиным.
- Условия образования главных типов магматических формаций подвижных зон // Геол. и геофиз.— № 10.— С. 104—113.

1963

- Енисейский криж // Стратиграфия СССР. Нижний докембрий.— Полутом: Азиатская часть СССР.— М.: Госгеолтехиздат.— С. 145—151.
- О типах ассоциаций магматических пород с участием гранитов и проблема происхождения гранитных магм // Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород.— М.: АН СССР.— С. 60—66.
- Магматические формации и некоторые общие вопросы геологии // Геол. и геофиз.— № 5.— С. 3—16.
- Ред.: Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Западного Саяна.— Новосибирск: СО АН СССР.— 101 с.
- Ред.: Кутолин В. А. Трапповая формация Кузбасса.— Новосибирск: СО АН СССР.— 117 с.
- Ред.: Магматические комплексы Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: СО АН СССР.— 202 с.
- Предисловие // Там же.— С. 3—4.

1964

- Главные типы магматических формаций.— М.: Недра.— 387 с.
- Главные типы магматических формаций и размещение их в основных структурах земной коры // Петрографические формации и проблемы петрогенезиса.— М.: Наука.— С. 7—16. (Международ. геол. конгресс. XXII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 16).
- Main types of magmatic formations and their distribution in the fundamental structures of the earth's crust.— Report of the 22nd session. India. 1964. International geological congress. Part 16.— New Deili, S. ed.— P. 271—282.
- Владимир Дмитриевич Кузнецов. Некролог // Изв. СО АН СССР. Сер. техн. наук.— № 2, вып. 1.— С. 142—143.— Совместно с другими.
- О принципах выделения и расчленения природных ассоциаций изверженных горных пород // Геол. и геофиз.— № 10.— С. 65—73.— Совместно с В. Н. Довгалем и Г. В. Поляковым.
- Ред.: Магматические формации. Труды 3-го Всесоюзного петрографического совещания.— М.: Наука.— 312 с.

1965

- Ред.: Магматические формации Алтае-Саянской области.— М.: Наука.— 266 с.

1966

- Некоторые проблемы исследования интрузивного магматизма Алтае-Саянской складчатой области // Магматические и метаморфические образования Сибири. Тезисы докладов Первого сибирского петрографического совещания.— М.: Недра.— С. 71—72.
- О главных формах гранитоидного магматизма и механизм образования гранитоидных тел // Геол. и геофиз.— № 6.— С. 3—15.

- Введение (к главе «Магматизм и явления метаморфизма») // Геология СССР. Т. 14: Западная Сибирь (Алтайский край, Кемерово, Новосибирская, Омская, Томская области).— Ч. 1: Геологическое описание.— М.: Недра.— С. 430—431.
- Общая сводка (к главе «Магматизм и явления метаморфизма») // Там же.— С. 495—506.
- Общие тектонические закономерности становления гранитов. Доклад на совещании «Проблемы связи тектоники и магматизма». Москва, 5—9 января 1967 г. // Изв. АН СССР. Сер. геол.— № 6.— С. 135.— Совместно с А. Л. Яншиным.
- Член-корреспондент АН СССР Э. Э. Фотиади. К 60-летию со дня рождения // Геол. и геофиз.— № 1.— С. 142—144.— Совместно с другими.
- Гранитоидный магматизм и тектоника // Геол. и геофиз.— № 10.— С. 108—121.— Совместно с А. Л. Яншиным.
- Ред.: Геология СССР. Т. 14. Западная Сибирь. (Алтайский край, Кемерово, Новосибирская, Омская, Томская области).— Ч. 1: Геологическое описание.— М.: Недра.— 664 с.— Совместно с другими.
- Ред.: Интрузивные серии Северного Сихотэ-Алиня и Нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение.— М.: Наука.— 374 с.

1968

- Ред.: Винклер Х. и Платен Х. Экспериментальный метаморфизм и апатексис.— Новосибирск: Наука.— 156 с.
- Ред.: Довгаль В. Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области.— М.: Наука.— 207 с.

1969

- Общие структурные закономерности проявления гранитоидного магматизма // Проблемы связи тектоники и магматизма. Труды совещания. Москва, 5—9 января 1967 г.— М.: Наука.— С. 65—78.— Совместно с А. Л. Яншиным.
- Магматические формации и тектоника // Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, сентябрь 1969 г.— Баку: АН АзССР.— С. 64—66.
- Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в каледонских структурах Алтае-Саянской складчатой области // Там же.— С. 162—164.— Совместно с другими.
- Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1.— М.: Наука.— С. 7—20.— Совместно с Э. П. Изохом.
- Иван Васильевич Дербиков. Некролог // Геол. и геофиз.— № 6.— С. 142—143.— Совместно с другими.
- Венедикт Андреевич Хахлов. К 75-летию со дня рождения // Геол. и геофиз.— № 7.— С. 154—156.— Совместно с другими.

Член-корреспондент АН СССР професор Феликс Николаевич Шахов.
К 75-летию со дня рождения // Геол. и геофиз.— № 10.— С. 137—138.— Совместно с другими.

Рец.: Новый важный этап в изучении геологии и металлогении Казахстана. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны.— Алма-Ата: Наука, 1967—1968 // Геол. и геофиз.— 1969.— № 9.— С. 148—151.— Совместно с В. А. Кузнецовым, Э. Г. Дистановым и Г. Л. Поспеловым.

Новое открытие Земли. Интервью // За науку в Сибири.— 19/XI, № 47.— С. 1.— Совместно с Г. Л. Поспеловым.

Рец.: Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Салаирского кряжа.— М.: Наука.— 283 с.

Рец.: Кутюлин В. А. Статистическое изучение химизма базальтов разных формаций.— М.: Наука.— 142 с.

Рец.: Проблемы петрологии и генетической минералогии.— Т. 1.— М.: Наука.— 352 с.

Рец.: Федосеев Г. С. Петрология Шиндинского гранитоидного плутона (Восточный Саян).— М.: Наука.— 92 с.

1970

Основные типы магмоконтролирующих структур и магматические формации // Геол. и геофиз.— № 9.— С. 3—24.

Рец.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Сборник статей. Т. 2. Посвящается 60-летию академика В. С. Соболева.— М.: Наука.— 302 с.

1971

Туимский плутон // Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау.— М.: Наука.— С. 10—46.— Совместно с Е. С. Сергеевой.

Уйбатский плутон // Там же.— С. 46—73.— Совместно с Е. С. Сергеевой.

Заключение // Там же.— С. 339—341.

Магматические формации каледонид Алтае-Саянской складчатой области // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Краткие тезисы докладов 2-й конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области.— Новосибирск: СНИИГГиМС.— С. 5—11.— Совместно с другими.

Рец.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока.— М.: Наука.— 270 с.

Рец.: Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железуруденение юга Средней Сибири.— М.: Наука.— 312 с.

Рец.: Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау.— М.: Наука.— 350 с.

Предисловие // Там же.— С. 5—8.

Рец.: Слободской Р. М. Критерии механизма образования гранитоидных плутонов.— Новосибирск: Наука.— 173 с.

Ред.: Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Краткие тезисы докладов 2-й конференции по магматизму и металлогении Алтае-Саянской складчатой области. Гл. ред. Э. Э. Фотиади. — Новосибирск: СНИИГГиМС. — 204 с.

1972

Магматические формации и тектоника // Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. Труды IV Всесоюзного петрографического совещания. — Ч. 1. — М.: Наука. — С. 43—44.

Закономерности развития палеозойского гранитоидного магматизма в раннепалеозойских структурах Алтае-Саянской складчатой области // Там же. — С. 54—58. — Совместно с другими.

Ред.: Основные черты химизма пород габбро-пироксенит-дунитовой формации Алтае-Саянской складчатой области. — Новосибирск: Наука. — 80 с.

Ред.: Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. — Новосибирск: Наука. — 208 с.

Ред.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. — М.: Наука. — 306 с.

Предисловие // Там же. — С. 5.

Ред.: Волохов И. М. Обломки основных и ультраосновных пород в базальтах и кимберлитах — родственные включения или ксенолиты пород верхней мантии? — Новосибирск: Наука. — 72 с.

1973

О магматических фациях глубинности // Геол. и геофиз. — № 7. — С. 3—17. — Совместно с В. Н. Шараповым и В. Г. Меламедом.

О состоянии и задачах учения о магматических формациях // Геол. и геофиз. — № 8. — С. 3—11.

Ред.: О карте магматических формаций СССР / Карта магматических формаций СССР, масштаб 1 : 250 000. — Л., 1971 // Геол. и геофиз. — № 5. — С. 130—134. — Совместно с А. Ф. Белоусовым, Э. П. Изомом и Г. В. Поляковым.

Ред.: Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. — Новосибирск: Наука. — 320 с.

1974

Академик Борис Сергеевич Соколов. К 60-летию со дня рождения // Геол. и геофиз. — № 4. — С. 133—134. — Совместно с другими.

Николай Никитович Пузырев. К 60-летию со дня рождения // Геол. и геофиз. — № 11. — С. 157—158. — Совместно с другими.

Ред.: Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. — Новосибирск: Наука. — 209 с.

Ред.: Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука. — 131 с.

Ред.: Среднепалеозойские интрузии гранитов и спенитов Кузнецкого Алатау и Северо-Западной части Восточного Саяна. — Новосибирск: Наука. — 248 с.

1975

- Ред.: Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения.— Алма-Ата: Наука.— 342 с.
- Ред.: Раннепалеозойские гранитоидные формации Западного Забайкалья и Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука.— 124 с.

1976

- Систематика магматических формаций по составу // Геол. и геофиз.— № 5.— С. 3—19.— Совместно с А. Ф. Белоусовым и Г. В. Поляковым.
- Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава // Проблемы петрологии.— М.: Наука.— С. 36—46.— Совместно с А. Ф. Белоусовым и Г. В. Поляковым.
- Ред.: Белоусов А. Ф. Проблемы анализа эффузивных формаций.— Новосибирск: Наука.— 332 с.
- Ред.: Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции.— Новосибирск: Наука.— 87 с.
- Ред.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.— 127 с.
- Ред.: Шарапов В. И., Голубев В. С. Динамика взаимодействия магмы с породами.— Новосибирск: Наука.— 238 с.

1977

- Магматические породы и магматические формации Сибири и Дальнего Востока // Геол. и геофиз.— № 1.— С. 98—103.
- Формационный анализ в магматической геологии // Фундаментальные исследования. Науки о Земле.— Новосибирск: Наука.— С. 38—46.— Совместно с А. Ф. Белоусовым и другими.
- Академик М. А. Усов — основоположник советской геологической школы в Сибири // Академия наук и Сибирь.— Новосибирск: Наука.— С. 31—40.
- Ред.: Магматические формации Сибири.— Новосибирск: Наука.— 176 с.
- Ред.: Загужина И. А. Геохронология мезозойских гранитов Северо-Востока СССР.— М.: Наука.— 279 с.

1978

- To the dynamics of granitization and melting of crystal rocks during filtration of volatiles // Pacific geology.— № 13.— Р. 17—37.— Совместно с В. С. Голубевым и В. И. Шараповым.
- Ред.: Вопросы магматической геологии Сибири.— Новосибирск: Наука.— 176 с.

1979

- Ред.: Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири.— Новосибирск: Наука.— 245 с.

Ред.: Гранитоидные комплексы Сибири.— Новосибирск: Наука.— 112 с.
Ред.: Волохов И. М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации (заметки и некоторые предположения о магмато- и петрогенезе).— Новосибирск: Наука.— 166 с.

1980

Ред.: Довгаль В. Н., Широких В. А. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау.— Новосибирск: Наука.— 216 с.

1981

Опыт разработки и применения систематики магматических формаций на основе вещественного состава // Магматические формации и петрология магматических горных пород.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.— С. 4—8.— Совместно с А. Ф. Белоусовым и Г. В. Поляковым.

Ред.: Магматические формации складчатых областей, проблемы их происхождения и картирования. Тезисы докладов. Гл. ред. Ю. А. Кузнецов.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.— 265 с.

Ред.: Слободской Р. М. Элементоорганические соединения в магматических и рудообразующих процессах. Отв. редакторы Ю. А. Кузнецов и В. Н. Шарапов.— Новосибирск: Наука.— 134 с.

Ред.: Магматические формации и петрология магматических горных пород. Отв. ред. Ю. А. Кузнецов.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР.— 166 с.

Ред.: Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Отв. ред. Ю. А. Кузнецов.— Алма-Ата: Наука.— 176 с.

1982

Ред.: Вулканические формации/А. Ф. Белоусов, А. П. Кривенко, З. Г. Полякова.— Новосибирск: Наука.— 281 с.

1983

Ред.: Белоусов А. Ф., Кривенко А. П. Магмогенез вулканических формаций.— Новосибирск: Наука.— 166 с.

1984

Развитие идей М. А. Усова в изучении магматических фаций глубинности и фаций тел изверженных горных пород // Научное наследие М. А. Усова и его развитие.— Новосибирск: Наука.— С. 76—83.— Совместно с В. Н. Шараповым.

Академик М. А. Усов — основоположник советской геологической школы в Сибири // Научное наследие М. А. Усова и его развитие.— Новосибирск: Наука.— С. 5—15. (Перепечатка статьи 1977 г.).

ОСНОВНАЯ ЛИТЕРАТУРА О ЖИЗНИ И ТРУДАХ Ю. А. КУЗНЕЦОВА

- Академик Юрий Алексеевич Кузнецов (к 70-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз.— 1973.— № 4.— С. 143—145.
- Академик Юрий Алексеевич Кузнецов (к 75-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз.— 1978.— № 4.— С. 150—151.
- Баратов Р. Б., Хасанов А. Х. О книге Ю. А. Кузнецова «Главные типы магматических формаций» (М.: Недра, 1964.— 387 с.) // Бюлл. МОИП. Отд. геол.— 1967.— Т. 42, вып. 1.— С. 167—168.— Рецензия.
- Вологдин А. Г. К стратиграфии докембрия и кембрия восточной окраины Енисейского кряжа/Кузнецов Ю. А. Верхний протерозой восточной окраины Енисейского кряжа (Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., 1941, № 1—2) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1944.— № 3.— С. 110—113.— Рецензия.
- Выдающийся геолог, патриот Сибири (к 70-летию со дня рождения Ю. А. Кузнецова) // За науку в Сибири.— 1973. 18 апреля.— С. 5.
- «Земля и Вселенная» приветствует исследователей Земли — новых членов Сибирского отделения Академии наук СССР // Земля и Вселенная.— 1966.— № 6.— С. 2.
- Зимин С. С. Парагенезисы офиолитов и «верхняя мантия». (Посвящается Ю. А. Кузнецову).— М.: Паука, 1973.— 261 с.
- Иванкин П. Ф. Выдающееся событие в отечественной петрографической науке/О монографии Ю. А. Кузнецова «Главные типы магматических формаций» (М.: Недра, 1964) // Геол. и геофиз.— 1966.— № 11.— С. 134—137.— Рецензия.
- К награждению Ю. А. Кузнецова орденом Ленина в связи с 70-летием со дня рождения // Вестн. АН СССР.— 1973.— № 7.— С. 111.
- К присуждению Ю. А. Кузнецову премии им. А. И. Карпинского // Вестн. АН СССР.— 1970.— № 5.— С. 136.
- Коржинский Д. С. О плутоно-метаморфизме/Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского кряжа (Материалы по геологии Зап. Сибири.— 1941.— № 15 (57)) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1945.— № 4.— С. 141—144.— Рецензия.
- Корель В. Г. О железооруденении и генетических типах интрузии/Критические замечания к статье Ю. А. Кузнецова «Железооруденение и генетические типы интрузий» (Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1955.— № 2) // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1956.— № 8.— С. 112—115.
- Кузнецов Юрий Алексеевич // БСЭ.— 2-е изд.— 1958.— Т. 51.— С. 168; 3-е изд.— 1973.— Т. 13.— С. 563.
- Кузнецов Юрий Алексеевич // Биографический словарь деятелей естествознания и техники.— М.: БСЭ, 1959.— Т. 2.— С. 436.

- Кузнецов Юрий Алексеевич // МСЭ.— 3-е изд.— 1959.— Т. 5.— С. 209.
- Кузнецов Юрий Алексеевич // Энциклопедический словарь.— 1963.— Т. 1.— С. 568.
- Кузнецов Юрий Алексеевич // Советский энциклопедический словарь.— М.: БСЭ, 1982.— С. 664.
- Лебедев А. П. Рецензия на книгу Ю. А. Кузнецова «Главные типы магматических формаций» // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1965.— № 10.— С. 156—158.
- Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. (Посвящается 60-летию со дня рождения Ю. А. Кузнецова).— М.: Наука, 1965.— 267 с.
- Проблемы магматической геологии. (Посвящается Ю. А. Кузнецову в связи с 70-летием).— Новосибирск: Наука, 1973.— 418 с.
- Тектоника и магматизм Казахстана. (Посвящается Ю. А. Кузнецову в связи с 70-летием со дня рождения).— Алма-Ата: Наука, 1973.— 176 с. (Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР; Т. 32).
- Тер-Оганесов Я. Г. Золотая медаль и премия имени А. П. Карпинского (Ю. А. Кузнецову за цикл работ по магматическим формациям) // Природа.— 1970.— № 5.— С. 110.
- Член-корреспондент АН СССР профессор Юрий Алексеевич Кузнецов (к 60-летию со дня рождения) // Геол. и геофиз.— 1963.— № 4.— С. 135—140.
- Юрий Алексеевич Кузнецов // Материалы в библиографии Ученых СССР. Сер. геол. наук, вып. 5. Вступительная статья Г. В. Полякова.— М.: Наука, 1976.— С. 24—35.
- Kuznetsov Iuri Alekseyevich // Who's who in Soviet science and technology. Comp. I. Telberg, Ph. D. 2nd ed., revised and enlarged.— New York: Telberg book corp.— 1964.— P. 116.
- Kuznetsov Iuri Alekseyevich // World who's who in science. From antiquity to the present. 1st ed. Ed. A. G. Debus.— Chicago, Marquis—who's who, inc.— 1968.— P. 981.
- Kuznetsov Iuri Alekseyevich // International who's who (Ed. 31—35. 1967—1972).— London: Europa publ., ltd.— 1967—1971.— P. 730, 743, 896, 915—916.
- Turkevich J. Soviet men of science. Academicians and corresponding members of the Academy of sciences of the USSR.— Toronto — New York — London: D. Van Nostrand comp., inc.— 1963.— P. 210—211. (Kuznetsov Iuri Alekseyevich).
- Turkevich J., Turkevich L. B. Prominent scientists of Continental Europa.— New York: Amer. Elsevier publ. comp., inc.— 1968.— P. 190. (Kuznetsov Iuri Alekseyevich.)
- Памяти Юрия Алексеевича Кузнецова/Д. С. Коржинский, Ю. А. Косыгин, В. А. Кузнецов и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол.— 1983.— № 3.— С. 129—133.
- Юрий Алексеевич Кузнецов // Геол. и геофиз.— 1982.— № 9.— С. 142.
- Памяти Юрия Алексеевича Кузнецова // Сов. геология.— 1983.— № 2.
- Академик Ю. А. Кузнецов (к 80-летию со дня рождения)/А. Ф. Белоусов, В. И. Богнблов, К. В. Боголепов и др. // Геол. и геофиз.— 1983.— № 4.— С. 141—142.

ПЕТРОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

*Посвящая памяти моего учителя
академика Михаила Антоновича Усова*

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О РАЙОНЕ ИССЛЕДОВАНИЙ

Южно-Енисейский кряж долгое время оставался одним из наименее геологически изученных участков Сибири несмотря на близость его к промышленным центрам, хорошие транспортные условия и наличие ряда месторождений полезных ископаемых.

Из немногочисленных исследований Южно-Енисейского кряжа в до-революционное время наиболее значительными представляются работы А. К. Мейстера, который помимо описаний маршрутов и ряда двухверстных листов геологической карты Енисейского округа [Мейстер, 1904, 1905, 1908] опубликовал и сводную, существенно петрографического характера работу, не утратившую своего значения и до сих пор [Мейстер, 1190]. В этой работе А. К. Мейстер расчленяет осадочные и метаморфические образования южной части Енисейского округа, т. е. района, расположенного непосредственно к северу от р. Ангары, на ряд отделов и свит. Магматические породы А. К. Мейстером описаны особенно детально, причем описание их иллюстрируется многочисленными химическими анализами. Кристаллические сланцы района рассматриваются как продукты регионально-контактового метаморфизма.

Из исследований советского периода обращают на себя внимание работы ряда авторов, существенно расширившие представления о геологическом строении рассматриваемой территории. Отметим среди них следующих исследователей.

В 1923 г. С. В. Обручев [1932, 1933] в процессе изучения Тунгусского угленосного бассейна составил разрез докембрийских осадочных свит, развитых по р. Ангаре, на восточной окраине Енисейского кряжа.

Интересными являются также работы А. С. Хоментовского [1938], который в 1932—1934 гг. производил геологическую съемку юго-восточной части Южно-Енисейского кряжа в масштабе 1 : 500 000, составил геологическую карту и дал сводное описание района.

Юго-западная окраина Южно-Енисейского кряжа изучалась в 1936 г. К. В. Радугиным [1937] и в 1937 г. — М. П. Нагорским [1938]. Эти исследователи установили наличие в изученных ими участках толщи древних архейских гнейсов, местами обильно мигматизированных и прорванных

рядом кислых интрузий. К. В. Радугин подчеркивал сложность и длительность докембрийской истории участка.

В 1938 и 1939 гг. автор настоящей работы занимался изучением всего Южно-Енисейского края с целью составления геологической карты 1 : 1 000 000 масштаба.

Южно-Енисейский край — горно-таежная область, протягивающаяся по правому берегу Енисея от Сибирской магистрали до р. Ангары, — в основном сложен архейскими и нижнепротерозойскими кристаллическими сланцами, прорванными рядом разновозрастных кислых и основных интрузий. Только в северной приангарской части края появляются нормально осадочные складчатые толщи протерозоя, что обусловлено довольно резко выраженным погружением осей складок на север. По окраинам Южно-Енисейского края весь этот докембрий трансгрессивно перекрыт относительно спокойно залегающими толщами нижнего и среднего палеозоя, а также рыхлыми отложениями мезозоя и более юными, которые в северной — резко пониженной — части края еще не смыты с поверхности древнего пенеплена.

Таким образом, состав и строение Южно-Енисейского края представляются чрезвычайно сложными. Возрастные соотношения выделенных и описанных метаморфических, осадочных и магматических формаций не во всех случаях точно установлены. В этой связи основным методом исследования после полевых наблюдений явился метод петрографический, который приходилось широко применять даже при решении вопросов стратиграфического характера. В результате широко поставленной петрографической обработки материала удалось установить не только исключительно интересный и своеобразный состав и условия формирования метаморфических комплексов Южно-Енисейского края, но и подойти к решению ряда теоретических вопросов общепетрологического характера. В этом свете вопросы петрологии выступают как узловые для понимания геологии и минералогии докембрия Южно-Енисейского края.

В первом приближении схема стратиграфии докембрийских геологических формаций Южно-Енисейского края рисуется в следующем виде:

Кембрий		Красноцветная толща
Протерозой	Верхний	Небольшое угловое несогласие
		Верхнедоломитовая формация
		Угловое несогласие
		Нижнедоломитовая формация
	Средний	2. Ангарские и белогорские (?) граниты
		1. Оливин-гиперстеновые диабазы, нориты и норито-перидотиты
		Усть-ангарские известняки и удерейские сланцы (частью?)

Протерозой	Нижний (в дальнейшем подлежит расчленению)	3. Нижнекавказские граниты (посттектонические)
		2. Посольненские гнейсограниты и мигматиты (синтектонические)
		1. Древние диабазы (частью синхронные мурожно-татарскому комплексу)
		Мурожно-татарский метаморфический комплекс
Архей	Верхний	Таракские гнейсограниты и мигматиты
		Енисейский метаморфический комплекс (?)
	Нижний	Чарнокиты
		Кавский метаморфический комплекс

Наиболее древним компонентом стратиграфического разреза метаморфических и осадочных толщ Южно-Енисейского кряжа является канский метаморфический комплекс. Слагая, по существу, целиком всю южную и среднюю части кряжа, он пользуется широким распространением и имеет, таким образом, особое значение при анализе геологического строения этой области. Вместе с тем, будучи комплексом оригинальных кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов и чарнокитовых интрузий, он весьма интересен и с петрологической точки зрения, в частности при решении вопросов метаморфизма, палингенеза, генезиса чарнокитов и т. д.

Енисейский метаморфический комплекс, сложенный биотит-плагиоклазовыми гнейсами, амфиболитами, редкими прослоями мрамора и местами обильно мигматизированный, ограниченно распространен в узкой полоске вдоль Енисея.

Таракская гнейсогранитная интрузия образует громадный акмолитового характера плутон внутри пород канского комплекса, по-видимому, с ней же связываются мелкие интрузии плагиогранитного состава, а также древние мигматиты в енисейском метаморфическом комплексе.

Канский метаморфический комплекс и таракская гнейсогранитная интрузия пересечены большим количеством даек древних, обычно уральских диабазов, имеющих выдержанное северо-западное простирание. Среди пород енисейского и мурожно-татарского комплексов такого типа диабазы встречаются очень редко. Верхняя возрастная граница этих диабазов определяется тем, что они прорываются и метаморфизуются (с превращением в амфиболиты, иногда гранатовые) посольненскими гнейсогранитами.

Мурожно-татарский метаморфический комплекс широко распространен в северной части Южно-Енисейского кряжа. Лучшие его разрезы мы имеем по р. Ангаре, между р. Татаркой и дер. Рыбной. В состав комплекса входят: свита филлитов, переходящих местами в слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы и содержащих прослои слюдистых мраморов и доломитов, и свита кварцитов (Сухого хребта), сложенная перемежающимися пачками кварцитов и графитистых сланцев и залегающая стратиграфически выше свиты филлитов. По-видимому, в состав свиты филлитов входят актинолитовые сланцы и массивные пазиниты, образовавшиеся,

несомненно, за счет диабазовых экзтрукций и интрузий. Упомянутые выше дайки древних диабазов рассматриваются как корни последних. Мурожно-татарский комплекс трансгрессивно залегает на размытой поверхности канского комплекса и образует несколько крупных, погружающихся на север складок общего северо-восточного простирания. Вслед за складчатостью и региональным метаморфизмом с развитием пород фации зеленых сланцев он был интродуцирован посольненскими гранитами и слюдоносными пегматитами, чем обусловлено местное усиление степени метаморфизма.

Посольненская гнейсогранитная интрузия (Посольненский и Пискуновский плутоны, тасеевские, ангарские и енисейские мигматиты) проявилась преимущественно широкой мигматизацией метасоматического типа (фельдшпатизацией) с развитием порфиробластических микроклиновых гнейсов. Массивные гранитного облика породы, между прочим, всегда несущие ясные признаки мигматитового происхождения, встречаются редко и образуют постепенные переходы к инъекционным гнейсам. По-видимому, с Посольненской интрузией генетически связывается формация слюдоносных пегматитов (Канское, Кондаковское и другие месторождения), вызвавших довольно сильный пневматолитический метаморфизм вмещающих толщ с развитием двуслюдяных гнейсов и сланцев, иногда с гранатом, дистеном, ставролитом и турмалином.

Красные порфировидные микроклиновые граниты, образующие крупный плутон в нижнем течении р. Кан, по-видимому, связаны с тем же магматическим циклом, что и Посольненская интрузия, являясь несколько более поздним образованием. Они характеризуются принадлежностью к нормально гранитной фации, отличаются самостоятельной внутренней тектоникой, резкими секущими контактами и очень слабым проявлением инъекционного метаморфизма. Нижнеканские граниты также сопровождаются пегматитами, но преимущественно письменногранитными и полевошпатовыми.

Значительно более молодым образованием является формация усть-ангарских серых глинистых известняков с многочисленными прослоями серых же глинистых сланцев, которые в верхних горизонтах совершенно вытесняют известняки. Усть-ангарские известняки и глинистые сланцы собраны в крутые мелкие складки общего северо-западного простирания, погружающиеся в том же направлении. Трансгрессивное залегание известняков на породах мурожно-татарского комплекса очевидно. Совершенно условно с усть-ангарскими известняками в один осадочный комплекс объединяются так называемые «удерейские» глинистые сланцы [Мейстер, 1910], встреченные в разрезах по р. Ангаре, между дер. Рыбной и мысом Гребень, петрографически очень близкие сланцевым компонентам усть-ангарской формации и дислоцированные в том же плане, что и последняя.

Усть-ангарские известняки, а также все более древние формации, включая нижнеканские граниты, рассечены большей частью широтными дайками юных оливин-гиперстеновых диабазов. Исходная магма этой диабазовой формации оказалась значительно дифференцированной — в ее составе мы встречаем и лейкократовые нориты, и породы норито-перидотитового характера.

Ангарский серый микроклиновый гранит образует небольшой шток среди усть-ангарских известняков, причем его апофизы в виде даек пегматитового гранита секут оливин-гиперстеновый диабаз [Мейстер, 1910,

с. 84]. Очень слабый контактовый метаморфизм, вызванный интрузией ангарского гранита, проявился в развитии узкой зоны тонкозернистых известково-силикатовых роговиков. По-видимому, близкий возраст имеют гранит-порфиры горы Белой (белогорская интрузия) в бассейне р. Кузеевой. Вероятно, близкими же по возрасту являются и описанные А. К. Мейстером татарские граниты.

Наиболее молодые формации южной части Енисейского кряжа развиты на восточной его окраине и представлены мощными толщами доломитов и глинистых сланцев, полный разрез которых описан С. В. Обручевым [1932, 1933]. Здесь четко выделяются два отдела или формации, разделенные очевидным несогласием и фазой складчатости. Нижняя доломитовая формация собрана в довольно крутые складки восток-северо-восточного простирания, причем глинистые компоненты ее всегда ясно рассланцованы. Верхняя доломитовая формация образует весьма пологие брахискладки. Обнажается она обычно в ядрах кембрийских антиклиналей. Как правило, породы ее совершенно не рассланцованы. Красноцветный нижний кембрий трансгрессивно, но с небольшим угловым несогласием, перекрывает верхнюю доломитовую формацию. Какие-либо следы интрузивной деятельности (даже кварцевые жилы) в глинисто-доломитовых толщах формации отсутствуют.

В приведенную выше схему стратиграфии докембрия южной части Енисейского кряжа не включены мелкие интрузии щелочных спенитов, возможно, имеющие палеозойский возраст, а также дайковые породы тельбесского вулканического цикла, изредка встречающиеся в южной части кряжа и вполне сравнимые с таковыми из окрестностей г. Красноярска [Кузнецов, 1932] и, кроме того, интрузии серпентинитов неопределенного возраста.

ЧАСТЬ I

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Глава 1

КАНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

Канский метаморфический комплекс пользуется в пределах изученной площади Южно-Енисейского кряжа наиболее широким распространением. Породы комплекса прослежены в осевой части кряжа в виде полосы, достигающей 30 км шириной и 120—130 км длиной и прослеживающейся в северо-западном направлении от р. Кан до р. Ягодки. Общая площадь распространения пород канского комплекса в пределах Южно-Енисейского кряжа составляет не менее 5500 кв. км. К югу от р. Кан канский комплекс трансгрессивно перекрыт красноцветным палеозоем, а в бассейнах рек Ягодки и Шилки породы канского комплекса погружаются под более молодые метаморфические образования. Западная граница проведена условно вдоль мощной зоны милонитизации, так как здесь вдоль Енисея сильно проявился повторный метаморфизм, стирающий все различия между породами канского и енисейского метаморфических комплексов. Наконец, породы канского комплекса во многих местах пронизаны крупными и мелкими гранитными интрузиями и связанными с ними пегматитами. Интрузиями кислой магмы обусловлен повторный инъекционно-контактный метаморфизм, наложившийся на региональный метаморфизм канского комплекса и изменивший породы последнего. Особенно широко и сильно проявлен этот повторный метаморфизм в западном контакте Таракского плутона, а также в бассейнах рек Посольной и Шилки, где породы канского комплекса оказались почти сплошь мигматизированными и пронизанными пегматитами в связи с инъекциями гранитов.

Прекрасный разрез комплекса гранатовых и гиперстеновых гнейсов дает ущелистая долина р. Кан на протяжении около 50 км. Здесь он впервые изучен и выделен мной как самостоятельная геологическая единица, и здесь мы имеем наиболее полное и типичное его проявление.

Петрографический состав канского комплекса достаточно своеобразен. Он сложен в основном гранатовыми гнейсами, иногда ясно слоистыми, иногда совершенно массивными, крупно- и мелкозернистыми. С гранатовыми гнейсами переслаиваются мелкозернистые, богатые кварцем

гранатовые и гиперстеновые гранулиты или же довольно темные гиперстеновые и гиперстен-гранатовые гнейсы. Кое-где среди этих гнейсов встречаются более или менее мощные пластовые залежи темных массивных пироксен-плагноклазовых пород, а также прослой и линзы грубозернистых пироксенолитов. Гранатовые и гиперстеновые гнейсы очень часто содержат большое количество грубозернистых пегматитового характера выпотов, прожилок и прослоек, состоящих из кварца, полевых шпатов, граната, пироксена, биотита в различных соотношениях, определяемых в основном составом вмещающей породы.

Величина зерна во всех этих типах кристаллических сланцев меняется весьма сильно, но в общем наблюдается ясная закономерность: богатые кварцем гранатовые и гиперстеновые гнейсы и гранулиты оказываются всегда мелкозернистыми, тогда как разности, богатые полевыми шпатами, всегда обнаруживают крупное и среднее зерно. Весь этот метаморфический комплекс формировался в условиях чрезвычайно высоких температуры и гидростатического давления, т. е. в условиях плутонометаморфизма. Исходным материалом для образования кристаллических сланцев, по-видимому, явилась какая-то осадочная толща, состоявшая из глинистых, частью песчаных и мергелистых пород, местами пронизанная послойными основными интрузиями. Впрочем, в составе канского метаморфического комплекса существенную роль играют и кислые изверженные породы, например, устанавливается широкое распространение типичных чарнокитов весьма разнообразного состава.

Но все эти компоненты канского комплекса — и интрузивные, и метаморфические — характеризуются совершенно одинаковыми минеральными ассоциациями, несомненно формировались в общем одновременно и в одинаковой физико-химической обстановке, т. е. в условиях одной и той же фации; чарнокиты комплекса, совершенно очевидно, имеют палингенное происхождение.

После завершения этого плутонометаморфизма, имеющего региональный характер, породы канского комплекса снова испытали ряд метаморфизмов, проявившихся только местами. К ним надо отнести интенсивную милонитизацию вдоль более или менее широких зон, а также инъекционный и контактный метаморфизмы, вызванные несколькими последовательными более молодыми интрузиями. Все эти повторные метаморфизмы носят, в общем, регрессивный характер.

Весь канский комплекс имеет более или менее выдержанное северо-западное простирание (300—330°) и преобладающее падение на северо-восток под углом 50—70°. Иногда встречаются обратные падения. Иногда гнейсовая толща падает полого и даже залегает горизонтально. Постоянно наблюдаются мелкие дополнительные складочки и плейчатость, проявляющаяся даже в массивных крупнозернистых породах. Эти формы, имеющие характер пегматитовой складчатости, вполне естественны для метаморфизованных в условиях плутонометаморфизма толщ.

По петрографическому составу среди пород канского метаморфического комплекса можно выделить следующие группы: гранатовые гнейсы, кордиерит-гранатовые гнейсы, гиперстен-гранатовые гнейсы, пироксен-плагноклазовые породы, ультраосновные породы, чарнокиты и продукты повторных метаморфизмов (инъекционного и контактового) — милониты, мигматиты и другие.

Гранатовые гнейсы. Гранат-плагноклазовые гнейсы пользуются наиболее широким распространением среди других пород канского комплекса, причем они постоянно перемежаются с другими типами, а также содержат многочисленные выпоты, линзы и прожилки крупно- и грубозернистого материала, относительно обогащенного полевыми шпатами, а также линзы голубоватого кварца. Гранат-плагноклазовые гнейсы представляют собой довольно широкую группу, охватывающую породы с разнообразными структурными и текстурными признаками, а также значительными колебаниями в количественном минералогическом составе. Качественный же минералогический состав остается более или менее постоянным; характерен для этой группы парагенезис: кварц, андезин, гранат, биотит.

В типичном виде это мелкозернистые полосчатые розовато-серые породы, в которых розоватый или буроватый оттенок обусловлен наличием обильного граната. Полосчатость проявляется в чередовании прослоев, богатых кварцем и полевым шпатом, и прослоев с преобладающими гранатом и биотитом, хотя обычно все эти минералы присутствуют в тех и других полосках. В некоторых случаях гранатовые гнейсы, особенно крупнозернистые их разновидности, являются совершенно массивными. Структура гнейсов типично гранобластическая с характерными извилистыми очертаниями всех главных компонентов. Нередко наблюдаются разности с порфиробластическим гранатом. Минералогический состав: андезин, гранат, кварц, биотит; акцессорные: монацит, апатит, циркон, графит, пльменит; иногда в качестве существенных составных частей появляются кальевый полевой шпат и гиперстен.

Плагноклаз имеет довольно постоянный состав. Он представлен андезином (42—46% An , судя по углам погасания в направлении $[100]$). Характерны комбинации альбитовых и периклиновых двойников, наличие мелких включений кварца и чешуек биотита. Содержание андезина сильно колеблется в различных прослойках, в общем в пределах от 20 до 60—70%.

Кварц образует крупные и мелкие зерна. Мелкие округлые зерна часто образуют включения в полевых шпатах и гранате, крупные — сами включают полевой шпат. Обычно слегка деформированные зерна кварца обнаруживают облачное угасание.

Гранат в штуфе имеет бледный грязно-розоватый или розовато-бурый цвет. В шлифе он совершенно бесцветен, показатель преломления $n = 1,777$. Судя по этому, а также по химическим анализам гранатовых гнейсов (табл. 1), в нем значительно примесь пироповой молекулы. Минерал образует крупные порфиробластические зерна неправильной формы, обычно содержащие округлые включения кварца и плагноклаза, количество которых иногда чрезвычайно велико. Характерно часто наблюдающееся замещение граната желтоватой слюдой и биотитом. Содержание граната обычно около 10%, но иногда достигает 50%.

Биотит в штуфе обладает темно-бронзовым цветом, а в шлифе обнаруживает очень чистые и красивые цвета плеохронизма от светло-желтого до ярко-оранжевого или красно-бурого. Изредка в биотите наблюдаются включения плагноклаза и циркона; вокруг включений последнего передки плеохроничные дворники. Почти всегда чешуйки биотита располагаются параллельно друг другу, чем намечается гнейсовидность, иногда же они

Химический состав пород метаморфических формаций Южно-Гинсейского кряжа
(вес. %)

Компонент	Номер анализа								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	69,46	71,90	70,30	57,27	64,49	50,69	45,30	49,75	58,51
TiO ₂	0,87	0,64	0,56	1,05	1,59	1,15	0,46	0,21	1,25
Al ₂ O ₃	13,19	13,09	13,38	18,99	11,40	14,25	14,77	12,55	17,34
Fe ₂ O ₃	0,59	0,48	1,00	1,94	2,76	0,73	1,68	1,14	0,30
FeO	4,77	3,76	5,07	8,72	6,43	12,65	8,31	8,47	7,41
MnO	—	0,02	—	0,07	—	0,18	0,12	—	0,05
MgO	2,62	1,58	2,25	4,50	3,29	6,68	15,44	13,19	5,25
CaO	3,40	1,98	1,54	0,76	8,66	10,02	10,76	12,74	5,46
Na ₂ O	2,22	1,82	1,95	1,06	0,51	2,06	1,04	1,00	2,88
K ₂ O	1,68	3,81	3,20	4,42	Нет	0,44	0,31	0,03	1,15
H ₂ O	0,18	0,31	0,14	—	0,14	0,32	0,51	0,17	—
П. п. п.	1,22	0,55	0,95	—	0,95	0,87	1,12	1,12	—
С у м м а	100,20	99,94	100,34	100,02	100,22	100,04	99,82	100,37	100,07

Продолжение табл. 1

Компонент	Номер анализа								
	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	62,34	65,44	59,12	68,39	67,08	64,74	69,89	52,38	69,46
TiO ₂	0,75	0,76	0,76	1,26	1,59	1,29	0,65	1,02	0,87
Al ₂ O ₃	15,83	15,18	17,22	13,77	12,90	14,02	13,20	19,52	13,19
Fe ₂ O ₃	2,21	2,09	0,67	2,73	4,58	1,00	1,21	1,64	0,59
FeO	4,31	3,47	7,19	2,46	4,19	6,35	4,46	8,53	4,77
MnO	—	0,06	—	0,04	0,06	—	—	—	—
MgO	3,78	2,49	4,34	0,94	0,86	1,70	2,16	4,50	2,62
CaO	4,24	3,38	3,74	2,09	2,68	3,44	2,44	3,58	3,40
Na ₂ O	2,49	2,37	2,32	1,97	2,00	2,06	2,58	3,52	2,22
K ₂ O	2,38	3,73	2,93	5,88	2,89	4,57	2,36	3,50	1,68
H ₂ O	0,60	0,11	0,44	0,28	0,46	0,30	1,09	1,51	1,22
П. п. п.	1,12	1,00	1,42	0,25	0,59	0,38	0,23	0,33	0,18
С у м м а	100,05	100,08	100,15	100,06	99,88	99,85	100,27	100,03	100,20

Окончание табл. 1

Компонент	Номер анализа								
	19	20	21	22	23	24	25	26	27
SiO ₂	48,72	52,74	49,39	46,62	45,50	46,14	50,82	48,29	42,33
TiO ₂	0,50	0,67	0,95	1,11	1,81	1,89	1,45	1,30	1,36
Al ₂ O ₃	16,80	18,09	14,22	14,50	13,19	10,11	14,59	14,89	15,14
Fe ₂ O ₃	3,00	3,76	1,64	2,24	1,54	1,93	1,84	3,64	2,62
FeO	7,38	4,41	12,12	11,84	13,99	14,07	9,95	10,08	14,49
MnO	—	—	—	0,62	0,34	0,40	0,22	0,18	0,36
MgO	8,10	5,18	6,70	9,03	9,28	6,36	9,53	10,28	11,7
CaO	12,34	8,72	11,12	8,94	7,08	10,85	4,66	3,97	3,71
Na ₂ O	1,30	3,80	1,56	1,42	2,87	4,03	3,23	2,14	1,07
K ₂ O	0,10	1,51	0,18	0,61	1,52	2,53	1,77	2,27	0,64
H ₂ O	0,32	—	—	2,74	2,37	1,52	2,34	2,99	6,40
П. п. п.	1,78	0,85	2,12	—	—	—	—	—	—
С у м м а	100,34	99,87	100,21	99,67	99,49	99,83	100,40	100,03	99,82

Примечание.

В суммы содержаний компонентов, кроме того, включены: в ан. 4 H_2O^+ — 0,64; H_2O^- — 0,18; CO_2 — 0,34; Cl — сл.; P_2O_5 — 0,08; в ан. 9 H_2O^+ — 0,15; H_2O^- — 0,16; CO_2 — 0,11; Cl — 0,05; в ан. 20 и 21 H_2O^- — соответственно 0,14 и 0,21.

Анализы: 1 — гранат-плагиоклазовый гнейс (обр. 1042/1937, р. Кан); 2 — гранат-ортоклазовый гнейс (обр. 170/1937, р. Большая Кузеева); 3 — гранат-ортоклазовый гнейс (обр. 230г/1938, приток р. Большой Кузеевой); 4 — кордиерит-гранатовый гнейс [Альтгаузен, 1936, с. 156]; 5 — кварц-пироксен-плагиоклазовая порода (обр. 60/1938, район Богуняевского рудника); 6 — габброидная порода (обр. 1868а/1937, водораздел рек Большой и Малой Весниной); 7 — куммингтонит-пироксеновая порода (обр. 74/1937, Богуняевский рудник); 8 — пироксен-плагиоклазовая порода (обр. 345-а/1938, р. Енисей); 9 — пироксен-плагиоклазовая порода (основной богунит, обр. 1084 [Альтгаузен, 1936, с. 149]); 10—12 — чарнокиты богуняевского типа (богуниты): 10 — гиперстеновый богунит (обр. 2а/1938, устье р. Богуняевой), 11 — гиперстен-гранатовый богунит (обр. 105а/1937, Богуняевский рудник), 12 — гиперстен-гранатовый богунит (обр. 19г/1938, Богуняевский рудник); 13—15 — чарнокиты кузеевского типа (кузеевиты): 13 — кузеевит (обр. 1171/1937, верховье р. Малой Весниной), 14 — кузеевит (обр. 1191/1938), 15 — кузеевит (обр. 228/1938); 16—18 — биотит-плагиоклазовые гнейсы: 16 — биотит-плагиоклазовый гнейс (обр. 333а/1938, р. Енисей, между Луговской верфью и р. Посольной), 17 — биотит-гранатовый гнейс (обр. 333б, там же), 18 — гранат-плагиоклазовый гнейс енисейского комплекса (обр. 1042/1937, р. Кан); 19 — плагиоклазовый амфиболит (обр. 1199а/1937, р. Енисей выше р. Юдиной); 20 — ортоамфиболит (обр. 269а/1938, р. Енисей ниже устья р. Юдиной); 21 — пироксен-гранатовый амфиболит (обр. 367а/1938, р. Енисей против дер. Залив); 22—27 — празиниты (из разреза по правому берегу р. Ангара ниже р. Рыбной [Мейстер, 1910, с. 401]).

Анализы 1—3, 5—8, 10—21 выполнила аналитик В. Н. Орлова.

скопляются в некоторых прослоях. Содержание биотита в среднем 2—8%.

Монацит образует мелкие округлые зерна, слегка зеленоватые или буроватые и мутноватые, отличающиеся от циркона косым угасанием, двуслойной фигурой в сходящемся свете и несколько более низким преломлением и двупреломлением. Он образует включения в плагиоклазах, биотите, кварце.

Циркон количественно уступает монациту. Он образует бесцветные овальные или удлинённые зернышки.

Монацит и циркон наблюдались в незначительном количестве почти в каждом шлифе. Постоянной примесью являются апатит, ильменит, изредка пирротин, в отдельных случаях графит.

В разностях, переходных к гиперстеновым и гранат-ортоклазовым гнейсам, появляются в небольшом количестве соответственно гиперстен и калиевый полевой шпат ортоклазового характера.

Количественный минералогический состав гранат-плагиоклазовых гнейсов изменяется в следующих пределах (данные по трем образцам — 1042/1937, 1а/1938, 529а/1937, в объем.%, соответственно): кварц — 26; 28; 49; андезин (44—48% An) — 57; 66; 40; гранат — 10; 2; 8; биотит и примеси — 8; 4; 3.

Химический состав мелкозернистого гранатового гнейса (обр. 1042/1937) приведен в табл. 1 (ан. 1).

Гранатовые гранулиты отличаются от гранатовых гнейсов мелкозернистостью и более светлой окраской, что обусловливается обилием в породе кварца (обычно 50—60%), а также резко проявляющейся пойкилобластической и даже ситовидной структурой граната. Остальные минералы по своим свойствам аналогичны минералам гранат-плагиоклазовых гнейсов.

Другим отклонением от нормального типа гранатовых гнейсов являются гранат-ортоклазовые гнейсы, в которых плагиоклаз уступает место калиевому полевому шпату. Они отличаются весьма большим разнообразием состава и структур. Это — иногда «слоистые» полосчатые (но не сланцеватые!), иногда массивные грубо- и неравномернозернистые как бы пегматитового характера породы с зёрнами граната, достигающими 3—4 см в диаметре, и полевого шпата — до 5—8 см.

Минералогический состав гранат-ортоклазовых гнейсов идентичен составу гранат-плагиоклазовых гнейсов качественно, количественные же соотношения минералов в них существенно другие. Наиболее характерным компонентом этих пород является калиевый полевой шпат, представленный в нормальном случае ортоклазом ($-2V = 62^\circ$ в четырех случаях и $70-74^\circ$ — в трех). Двойниковая структура в нем, как правило, отсутствует. Микроклиновая решетка появляется только в заметно катаклазированных разностях, в участках зерна, прилегающих к зонам дробления. Замечателен характер пертитизации, являющийся, между прочим, буквально диагностическим признаком для всех калиевых полевых шпатов кланского комплекса. Пертитовые вростки в продольном сечении имеют вид длинных прямых нитей с совершенно равномерной толщиной, а в поперечном — округлую форму. Средний диаметр волоконца от 0,003 до 0,010 мм. Характерно, что в таких пертитах наблюдается необычно сильный дисперсионный эффект. Количество калиевого полевого шпата достигает 60—70%.

Плагиоклаз встречается в небольшом количестве и далеко не во всех образцах. Представлен он андезином (35—40% An). Замечательным и здесь является развитие оригинальных антипертитовых вростков ортоклаза в плагиоклазе, имеющих прямоугольную или параллелепipedальную (в косых срезах) форму с удлинением параллельно граням второго пинакоида. Характер этих антипертитов в совершенстве напоминает антипертиты из украинских чарнокитов, прекрасно описанных Ю. И. Половинкиной [1931]. На границе плагиоклаза с калиевым полевым шпатом обычен грубый мирмекит.

Кварц в этих породах присутствует в небольшом количестве, не выше 15—20%, нередко же отсутствует совершенно.

Гранат (с $n = 1,777$) в отличие от граната гранат-плагиоклазовых гнейсов нередко обладает идиоморфными ограничениями; включения кварца в нем редки; обычно он трещиноват, по трещинам замещен бледно-желтой слюдой.

Биотит по своему характеру не отличается от биотита гранат-плагиоклазовых гнейсов. Для него характерен тот же плеохроизм в ярко-оранжевых и оранжево-красных тонах.

В качестве примесей наблюдались рутил, апатит, циркон, монацит, ильменит. Во многих шлифах кварц, полевые шпаты, гранат переполнены закономерно ориентированными включениями тончайших иголочек (видимо, рутила).

Структуры гранат-ортоклазовых пород в общем гранобластические, хотя и с некоторым проявлением гипидиоморфизма.

Химическому анализу подвергнуты два образца гранат-ортоклазовых гнейсов — 170/1937 и 230г/1938 (см. табл. 1, ан. 2 и 3).

Образец 230г/1938 представляет собой массивную полосчатую породу, состоящую из ортоклаза (42%), кислого плагиоклаза (6%), кварца (32%), граната (16%) и биотита (4%). Ортоклаз ($2V = -64^\circ$) содержит обильные пертитовые вростки плагиоклаза; гранат образует частью идиоморфные зерна, частью очень тонкие диабластические сростания с кварцем; красно-бурый биотит развивается по гранату; изредка встречаются крупные зерна рутила. Очень характерны закономерно расположенные игольчатые включения (рутил?) во всех минералах шлифа.

Образец 170/1937 представляет собою почти аналогичную, но только более тонкозернистую и сильно катаклазированную породу. Обращает на

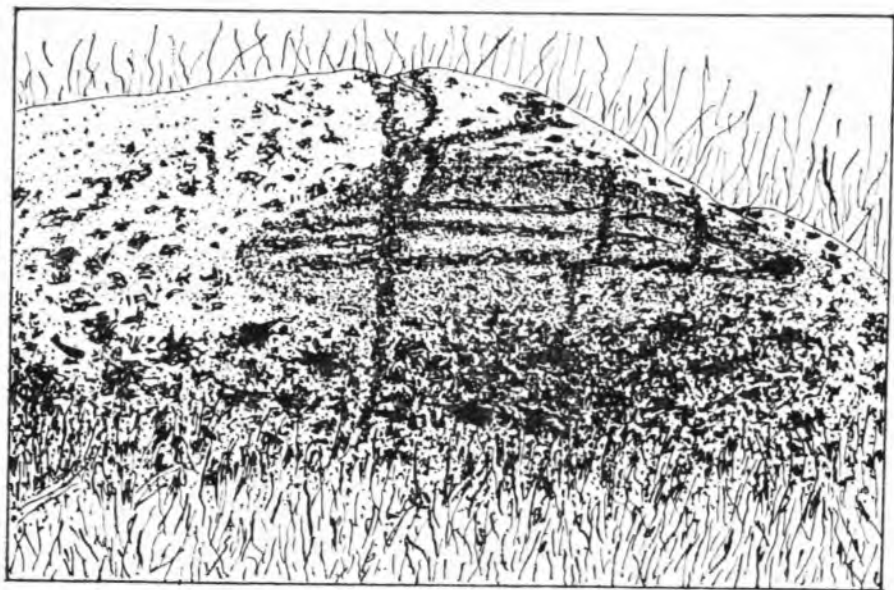


Рис. 1. «Ксенолит» мелкозернистого гранатового гнейса в крупнозернистой гранат-ортоклазовой породе. Богунаевский рудник, обн. 16. Зарисовка с фотографии.

себя внимание меньшее количество (по сравнению с обр. 230 г) граната и высокое содержание кварца.

Химический состав обеих анализированных пород очень близок друг другу.

Описанный тип пород залегает местами более или менее мощными пачками среди гранат-плагноклазовых гнейсов, чаще же проявляется в виде мелких линз и пропластков, неправильных обособлений, жилочек и т. д. Переходы между этими двумя типами гнейсов совершенно постепенные. В некоторых случаях наблюдались крупные обнажения, сложенные целиком массивными гранат-ортоклазовыми породами, среди которых, однако, всегда имеются расплывающиеся полосы и линзы обычных темных гранат-плагноклазовых гнейсов. Иногда же в таких породах обнаруживаются и резко очерченные включения, как бы ксенолиты, мелкозернистых пироксен-плагноклазовых пород или гранатовых гранулитов (рис. 1).

В других случаях кварц-гранат-ортоклазовый агрегат, имеющий аплитовидный характер, но отличающийся гранобластическими структурами и грубым зерном, образует пропластки и линзы среди тонкослоистых гранатовых гнейсов, содержащих пачки пироксенового гранулита. Эти обогащенные полевым шпатом обособления производят впечатление послойной инъекции, а не метаморфизма вмещающих пород, и сами состоят из тех же минералов (но в несколько других отношениях), что и эти последние. Текстурные особенности и условия залегания гранат-ортоклазовых гнейсов и массивных пород говорят достаточно ясно, с одной стороны, о том, что во время метаморфизма некоторые компоненты комплекса достигали вполне пластичного, текучего состояния, с другой — о значи-

тельной миграции вещества в процессе общего плутонометаморфизма, причем, по-видимому, особенно подвижными (легкоплавкими?) в этом случае являлись калиевые полевые шпаты, концентрировавшиеся в некоторых участках толщ канского комплекса. Процесс метаморфической дифференциации [Eskola, 1932] здесь, очевидно, перерастает в палингенез [Sederholm, 1923].

Замечается достаточно отчетливо, что в южной части района, к югу от р. Немкиной, преобладают гранат-плагноклазовые гнейсы. В северной же части (в бассейнах рек Кузеевой, Кимбирки, в районе Казачинского порога), наоборот, гранат-ортоклазовые гнейсы пользуются гораздо более широким распространением по сравнению с гранат-плагноклазовыми.

Кордиерит-гранатовые гнейсы. Как мы увидим ниже, кордиеритовые и кордиерит-гранатовые гнейсы являются обычными породами экзоконтактовой зоны таракской гранитной интрузии, где они образовались в процессе инъекционно-контактового метаморфизма гранатовых и гиперстеновых гнейсов. Но кроме этого типа изредка наблюдались кордиерит-гранатовые гнейсы в толще пород канского комплекса, причем в таких условиях, где возможность проявления контактового воздействия таракской интрузии исключается.

Например, в районе Богунаевского рудника (обр. 62) среди гранатовых гнейсов встречена разновидность, очень богатая гранатом, в которой под микроскопом устанавливается очень сложный состав: ортоклазовый калиевый полевой шпат и плагноклаз с характерной пертитизацией; обильный гранат, образующий идиоморфные зерна; зеленая шпинель (до 10%), частью в виде включений в гранате, частью в самостоятельных зернах; кордиерит с характерными плеохрончными двориками и полисинтетически сдвойникованный, образующий реакционные каемки вокруг шпинели на границе с полевым шпатом; корунд (несколько крупных зерен); силлиманит (волокнистые агрегаты, обрастающие рудный минерал); красно-бурый биотит. Совершенно аналогичный кордиерит-гранатовый гнейс с корундом, шпинелью и силлиманитом из участка Канского (Баргинского) слюдяного месторождения описан М. П. Альтгаузенем [1936, с. 154—156]. Химический анализ этого гнейса приведен в табл. 1 (см. ап. 4).

Другим примером служит гнейс, наблюдавшийся в виде ксенолитов линзы 10 см мощности в грубозернистой пегматитовидной гранат-кварц-ортоклазовой породе. В этом полосчатом гнейсе светлые прослойки сложены кварцем, андезином (с 40% An) и калиевым полевым шпатом; с ними чередуются темные гранатовые прослои, которые состоят или из чистого розоватого граната, или граната с включениями руд и зеленой шпинели, причем по простираанию эти прослои переходят в шпинель-кордиеритовые, в которых зеленая шпинель окружена сплошной реакционной оболочкой кордиерита с полисинтетическими двойниками и обильными плеохрончными двориками.

Наконец, нередко наблюдались разновидности гранатовых гнейсов, обычно относительно обогащенных гранатом и калиевым полевым шпатом, в которых только в качестве незначительной примеси наблюдался кордиерит.

Гиперстен-гранатовые гнейсы. Породы эти образуют прослои среди описанных выше гранатовых гнейсов или же среди гиперстеновых гнейсов и чарнокитов богунаевского типа — «богунитов» (см. ниже). Перехо-

ды к вмещающим породам совершенно постепенные, причем особенно тесно связаны они с гранат-плагиоклазовыми гнейсами, отличаясь от них, по существу, только появлением заметного (до 10%) количества гиперстена.

В районе Богунаевского рудника они образуют линзовидные включения — ксенолиты в гранатовых богунитах.

Породы эти большей частью мелкозернисты, почти всегда слоисты, но кристаллизационная сланцеватость в них проявлена очень слабо. Окраска в свежем изломе розовато-серая.

Минералогический состав: кварц (30—50%); плагиоклаз (иногда антипертитовый, с содержанием анортита 44—46%, в количестве 30—40%); гранат (бледно-розовый, в шлифе бесцветный, в неправильных с извилистыми ограничениями зернах, с массой округлых включений кварца, 5—12%); гиперстен (с ясным плеохроизмом от розового до голубого цвета, образующий индивиды скелетной формы, развивающиеся по границам между зернами плагиоклаза и кварца, 7—10%). Биотит (светлый, с желто-оранжевым плеохроизмом) присутствует в очень небольшом количестве и является самым поздним образованием, развивающимся за счет граната и гиперстена, а также по зонам дробления и в кварцево-плагиоклазовом агрегате. В качестве примесей наблюдались: апатит, циркон, рудный, графит. Очень редко и в очень небольших количествах содержится калиевый полевой шпат, на границе с которым в плагиоклазе развивается мирмецит. Структуры всегда гранобластические, с характерными извилистыми границами между главными компонентами. Элементы кристаллизационной сланцеватости выражаются только в параллельном расположении пластинок биотита, да в закономерной ориентировке кристаллов гиперстена.

Гиперстен-гранатовые гранулиты отличаются от описанных гнейсов тонким зерном, светлой окраской и обилием кварца в количестве 60—70%.

Гиперстеновые гнейсы. Породы этого типа имеют незначительное распространение и обыкновенно залегают среди гранатовых гнейсов в виде тонких прослоев и мелких линз. В некоторых случаях наблюдаются ксенолиты гиперстеновых гнейсов и гранулитов в описанных ниже чарнокитах. Гиперстеновые гнейсы — это серые или желтовато-серые массивные или слабополосчатые породы с редкими порфиробластами гиперстена. Структура гранобластическая. Преобладающим минералом (до 50%) является плагиоклаз (40—50% An); антипертитовые вроски в нем представляются обычными. Кварц (20—30%, в гранулитах до 50%) образует самостоятельные зерна, а также включения в гиперстене и плагиоклазе и всегда имеет волнистое погасание. Гиперстен содержится в количестве от 5 до 15% в виде крупных силовидных и скелетных образований, переполненных включениями зерен плагиоклаза и кварца, реже — в виде простых одиночных зерен. Для него характерен резкий плеохроизм от грязно-розового до грязно-голубого цвета; угол оптических осей колеблется от —52 до —60°; по трещинкам он слабо биотитизирован. Биотит (обычный, красно-бурый) присутствует в небольшом количестве (2—3%) и не во всех шлифах. Акцессорные монацит, циркон, апатит и рудный минерал (ильменит) встречаются по нескольку зерен почти в каждом шлифе. Калиевый полевой шпат обычно отсутствует.

Минералогический состав типичного гиперстенового гнейса (обр. 70), залегающего в виде ксенолита в богунитах в районе Богунаевского

рудника, определяют: плагиоклаз (с содержанием анортита 40%) — 52,6%; кварц — 37,6; гиперстен — 9,4; примеси — 0,4%.

В некоторых случаях в ксенолитах гиперстеновых гнейсов среди «кузеевитов» наблюдалось значительное обогащение стебельчатыми кристаллами апатита и крупными зернами монацита, причем одновременно гиперстен по краям начал замещаться оливково-зеленой роговой обманкой.

ОСНОВНЫЕ И УЛЬТРАОСНОВНЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Пироксен-плагиоклазовые породы. Пироксен-плагиоклазовые породы по своему составу и внешнему облику довольно резко отличаются от других групп данного метаморфического комплекса. Они обладают серым или темно-серым цветом (обусловленным обилием пироксенов), массивным сложением, большей частью средним зерном, причем среди этих пород также нередко встречаются грубозернистые пегматитовые выпоты, сложенные плагиоклазом, пироксенами, а иногда и гранатом. Они залегают среди гранатовых и гиперстеновых гнейсов частью в виде тонких пропластков мощностью 0,5—1,0 м, частью в виде крупных пластовых залежей мощностью больше 100—200 м; иногда наблюдаются постепенные переходы от гранатовых гнейсов к пироксен-плагиоклазовым породам через пироксеновые гнейсы путем соответственного изменения минералогического состава, в других же случаях контакты оказываются резкими. Особенно широким распространением эта группа пользуется в районе Канского слюдяного месторождения и Богунаевского рудника на водоразделах рек Большой и Малой Весинной, а также в разрезах по Енисею, от устья р. Посольной до р. Зимовенной.

Минералогический состав пироксен-плагиоклазовых пород: ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз, кварц, биотит, апатит, циркон, рудный минерал.

Ортопироксены в некоторых разностях представлены гиперстеном со слабым плеохроизмом и $2V = -60^\circ$, в других — бесцветным энстатитом с низкой интерференционной окраской и $2V$, изменяющимся от $+52^\circ$ до $+60^\circ$. Очевидно, состав ромбического пироксена в этих породах вообще колеблется в значительных пределах, причем замечается, что гиперстеновые пироксены развиваются в кварцевых разностях, а энстатиты обычно ассоциируют с клинопироксеном. Ортопироксены присутствуют в количестве 30—40%, образуют вытянутые или лапчатые, параллельно друг другу ориентированные зерна. Иногда они включают зерна плагиоклаза, иногда, наоборот, сами образуют включения в нем.

Клинопироксен имеет несколько меньшее распространение по сравнению с ортопироксенами, и содержание его колеблется от 6 до 30%. В шлифе он бесцветный, иногда зеленоватый, $2V = +50^\circ$, угол $cNg = 42^\circ$.

Биотит присутствует в очень незначительном количестве, частью в виде вторичных образований по гиперстену, частью в самостоятельных индивидах; характеризуется обычной красно-бурой окраской.

Плагиоклаз (до 50%) образует неправильные изометричные зерна и относится к лабрадору (от 57 до 70% An).

Постоянной примесью является пльменит, изредка встречается циркон (в виде включений в биотите) и апатит. Присутствие монацита сомни-

тельно. В некоторых типах наблюдается кварц в самостоятельных зернах и в виде включений в плагиоклазе. В редких случаях в этих породах наблюдалась буро-зеленая роговая обманка с углом $2V = -80^\circ$ и $cNg = 16^\circ$, которая образовалась несомненно за счет пироксенов.

Структуры пироксен-плагиоклазовых пород обычно идеально грабнобластические с более или менее изометричными очертаниями главных компонентов, причем только ортопироксен обнаруживает тенденцию давать пойкилобластические индивиды. Характерно также, что даже самостоятельные зерна ортопироксена обнаруживают почти одинаковую оптическую ориентировку в пределах всего шлифа. В двух только случаях наблюдалась в пироксен-плагиоклазовых породах достаточно четко выраженная бластоофитовая структура, что наводит на мысль о происхождении, по крайней мере, части пироксен-плагиоклазовых пород за счет каких-то древних диабазов.

Минералогический состав пироксен-плагиоклазовых пород довольно изменчив, меняется и общий облик их, причем внутри этой группы выделяется несколько типов, отличающихся по составу, условиям залегания и, по-видимому, способу происхождения.

Кварц-пироксен-плагиоклазовые породы характеризуются серой или буровато-серой окраской, мелкой или средней зернистостью, нередко ясной слоистостью. Залегают они или в виде тонких прослоев и линз 0,5—1,0 м мощности среди гранатовых гнейсов, или же в виде ксенолитов (см. рис. 1) среди чарнокитов. В отношении минералогического состава отличаются преобладанием лейкократовой составной части, причем содержание кварца обычно достигает 5—10%. Судя по измерениям на федоровском столике, содержание анортита в плагиоклазе не спускается ниже 60%, подымаясь и до 80%. Пироксены представлены или одним слабоплеохроирующим гиперстеном, или с примесью к нему клинопироксена (в количестве не больше 10—15%). Всегда почти присутствуют биотит, рудный минерал, апатит. Структуры грабнобластические; ортопироксены имеют тенденцию к развитию порфириобластов, переполненных пойкилитовыми включениями кварца и плагиоклаза, причем такие ситовидные структуры переходят даже в скелетные формы пироксена. Такие породы производят впечатление парасланцев. Об этом же говорят и данные химического анализа (см. табл. 1, ан. 5). Анализируемый образец мелкозернистой кварц-пироксен-плагиоклазовой породы взят из тонкого полосчатого прослоя среди гранатовых гнейсов района Богунаевского рудника. Порода состоит из энстатита ($2V = +60^\circ$), битовнита и кварца с ничтожной примесью биотита и ильменита.

Габброидные породы прекрасно описаны М. Н. Альтгаузенем [1936, с. 150—154] для участка Канского (Баргинского) слюдяного месторождения. Это среднезернистые темно-серые породы, совершенно массивные и по своему облику весьма напоминающие меланократовые габбро и нориты. Они образуют мелкие пропластки и линзы и крупные залежи (свыше 200 м мощности) среди гранатовых и пироксеновых гнейсов. Контакты с вмещающими породами нередко совершенно резкие. Минералогический состав изменчив.

Преобладают габброидные породы, состоящие из лабрадора, диопсидового клинопироксена и ортопироксена, представленного иногда энстатитом ($2V = +50^\circ$, $+55^\circ$), иногда гиперстеном ($2V = -60^\circ$).

Реже встречаются породы, состоящие существенно из ортопироксена (энстатита с $2V = +60^\circ$ или бронзита с $2V = -82^\circ$) и лабрадора (от 54

до 60% An). Состав одной из таких энстатит-плагноклазовых пород: плагноклаз (60% An) — 61,3%; энстатит ($2V = +60^\circ$) — 38,6%; биотит, рудные минералы и примеси — 0,1%.

Еще более редкими являются диопсид-плагноклазовые породы, совсем не содержащие ромбического пироксена.

Кроме этих минералов в состав габброидных пород почти всегда входят биотит в небольшом количестве, рудный минерал (обычно ильменит) в количестве до 8—10%, апатит в стебельчатых кристаллах, особенно распространенный в диопсид-плагноклазовых породах. Новообразованиями, отмечающими проявление регрессивного гидротермального метасоматоза, являются клинцоизит, уралит и хлорит, развивающиеся вдоль некоторых зон смятия.

Характерны структурные и текстурные особенности. При полной массивности и обычной равномернoзернистости нередко наблюдаются в габброидных породах как бы пегматитовые выпоты крупных кристаллов тех же пироксенов и плагноклазов. Под микроскопом устанавливается вообще гранобластическая структура с паналлотриоморфными ограничениями всех главных компонентов и чрезвычайно напоминающая нормальную габбровую структуру. В некоторых же случаях плагноклаз обладает заметным идиоморфизмом к пироксену, и в этом случае структура имеет как бы бластоофитовый характер (рис. 2).

Амфибол-пироксен-плагноклазовые породы являются, по существу, теми же габброидными породами, в которых при повторном метаморфизме за счет пироксенов образовался амфибол. Они характеризуются теми же структурными признаками и тем же минералогическим составом. Единственное их отличие — это появление густоокрашенной буро-зеленой обыкновенной роговой обманки ($2V = -80^\circ$ и угол $cNg = 16^\circ$), образующей самостоятельные зерна или реакционные каемки вокруг ортопироксена. Количество амфибола в разных образцах сильно колеблется от ничтожного до 20—30% массы породы. Вместе с амфиболом всегда развивается значительное количество красно-оранжевого биотита. Амфиболизация пироксенов является, очевидно, вторичным процессом и, по-видимому, обусловливается проявлением контактового метаморфизма, связанного с более молодыми интрузиями.

Химический состав габброидных пород представлен одним анализом (см. табл. 1, ан. 6). Анализирован образец среднезернистой массивной темно-серой породы, состоящей из лабрадора в количестве 57%, плеохроичного гиперстена — 23, зеленоватого диопсидового клинопироксена — 13, оранжевого биотита — 5 и буро-зеленой роговой обманки — 2,0%, обрастающей гиперстен каемочкой и проникающей в него по трещинкам; примеси: апатит и рудный (ильменит?). Структура обычного типа, гранобластическая.

По своему химизму описываемые габброиды очень близки к нормальному габброидному типу.

Ультраосновные породы. В районе Богунаевского рудника при детальной съемке обнаружены линзообразные тела пород пироксенолитового состава, залегающие среди гранатовых гнейсов с резкими контактами. Породы эти в достаточной степени любопытны.

В типичном случае это зеленовато-серые средне- или крупнозернистые породы, состоящие из резко преобладающего ортопироксена энстатитового характера ($2V = +80^\circ$), к которому примешиваются в незначительном количестве зеленая шпинель (до 5—10%), плагноклаз (70% An),

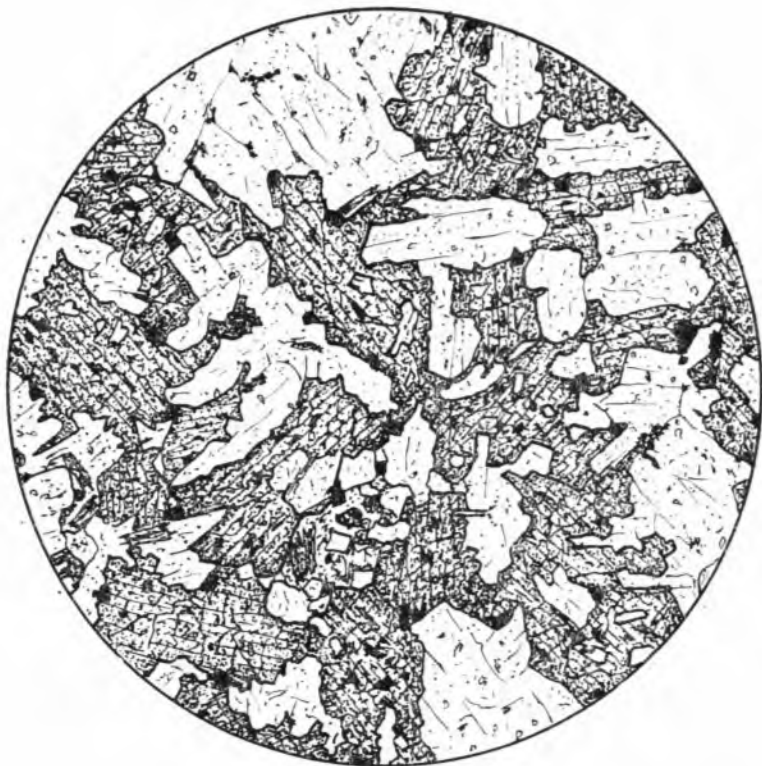


Рис. 2. Габброидная порода с бластоофитовой структурой. Баргянский рудник, обр. 5766/1937. Пиколи ||, увел. 15. Зарисовка с микрофотографии.

светлая, буровато-желтая, роговая обманка куммингтонитового характера ($2V = +72^\circ$), а в некоторых образцах плюс к ним очень светлоокрашенный биотит с плеохроизмом от бледно-желтого до оранжевого цвета и клинопироксен диопсидового характера. Структуры гранобластические. Энстатит обычно образует порфиробласты, иногда переполненные включениями шпинели, плагиоклаза, оливина, биотита, диопсида, причем прихотливо извилистые крючковатые вросстки плагиоклаза и диопсида в них создают структуру, весьма напоминающую письменную. Куммингтонит развивается за счет энстатита, преимущественно по краям зерен последнего. Порфиробласты не имеют собственных ограничений и погружены в гранобластический агрегат энстатита, оливина, шпинели, плагиоклаза, куммингтонита, в котором все эти минералы образуют самостоятельные зерна. Порфиробласты обычно разбиты на куски и спаяны таким же гранобластическим агрегатом, похоже, вообще образовавшимся путем перекристаллизации крупных зерен. Из вторичных продуктов только в одном шлифе наблюдались тальк и карбонаты, развивающиеся вдоль зоны смятия. Вообще все минералы исключительно свежи, в частности, в них нет никаких следов аутометаморфических процессов — даже оливин без признаков какой-либо серпентинизации.

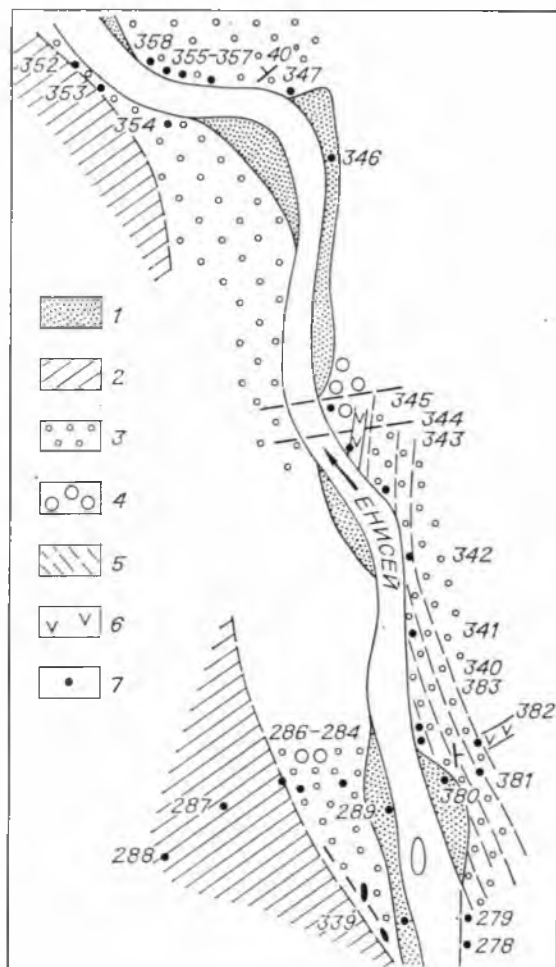


Рис. 3. Схема геологического строения на участке долины р. Енисей между реками Посольной и Зимовенной.

1 — терраса р. Енисей; 2 — гнейсы енисейского комплекса; 3 — пироксен-плагиоклазовые породы канского комплекса; 4 — грубозернистые ультраосновные породы канского комплекса; 5 — зоны милонитизации; 6 — диабазовые дайки; 7 — точки наблюдений и их номера.

Анализирована куммингтонит-пироксеновая порода (см. табл. 1, ап. 7), слагающая небольшое тело размером 100×25 м, согласно залегающее среди гранатовых гнейсов.

Эта порода отличается обилием крупных блестящих порфиробластов роговой обманки (43%), которая оканчивается при ближайшем изучении куммингтонитом с характерными цветами плеохроизма от светло-буровато-желтого по Ng до светло-желтоватого по Np ; угол $cNg = 26^\circ$; $2V = +76^\circ$. Кроме куммингтонита присутствуют в небольшом количестве (17%) плагиоклаз (68% An), гиперстен с $2V = -60^\circ$ и диопсид с $cNg = 38-40^\circ$ (вместе 36%), оливин в мелких зернах (до 1%).

ярко-зеленая шпинель (3%). Структура вообще порфиробластическая, но в мелкозернистой массе с любопытными диабластическими плагиоклаз-гиперстеновыми сростаниями.

Пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые породы Енисейского разреза. Породы канского метаморфического комплекса, обнажающиеся в прекрасных разрезах вдоль Енисея от р. Посольной до Казачинского порога, несколько отличаются по своему характеру от пород, развитых в осевой части Южно-Енисейского кряжа. Бросаются в глаза прежде всего резкое преобладание основных пироксен-плагиоклазовых пород (среди которых гранатые гнейсы образуют только отдельные прослойки), широкое развитие ультраосновных пород пироксенолитового состава и региональная милонитизация.

Особенный интерес представляют оригинальные плагиоклазовые, пироксен-плагиоклазовые и пироксеновые породы, вскрывающиеся по правому берегу Енисея, от устья р. Шумихи (в 4 км ниже устья р. Посольной) до крутого поворота Енисея на северо-запад, и описанные ранее П. П. Скабичевским под названием «анортозиты». К сожалению, р. Ени-

сей течет почти по простиранию этого комплекса и полного его разреза составить не удалось (рис. 3).

По правому берегу Енисея, сразу ниже устья р. Посольной, на протяжении около 2 км вскрываются blastsилониты пироксен-плагноклазовых пород, переслаивающиеся с blastsилонитами гранатовых гнейсов с простиранием кристаллизационной сланцеватости 340° и падением на северо-восток под углом 80° .

В верхнем конце обнажений (обн. 343) преобладающим типом является среднезернистая, гранобластическая (мостовая) структуры, гнейсовидная светло-буровато-серая порода, состоящая из очень свежего битовнита (75% An) и небольшого количества энстатита ($2V = +69^\circ$) и диопсида. Вокруг энстатитовых зерен нередко развивается узенькая каемочка бесцветной или чуть желтоватой роговой обманки кумингтонитового характера. Энстатит образует как бы обтертые порфиробласты, погруженные в более мелкозернистый гранобластический агрегат плагноклаза, диопсида и энстатита. Среди таких пород изредка появляются прослойки темной грязно-зеленой породы, состоящей уже из преобладающих пироксенов — энстатита и диопсида, с подчиненным количеством битовнита (75—78% An) и с примесью зеленой шпинели. Структура также в общем гранобластическая.

Описанные среднезернистые породы нередко пронизаны жилообразными телами (мощностью до 1 м, иногда секущими, но чаще послойными, с не особенно резкими контактами) пород того же состава, но чрезвычайно грубозернистых, с зернами пироксена, достигающими 8 см в длину. Эти громадные кристаллы с краев почти всегда раздроблены и превращены в мелкозернистый гранобластический агрегат, а плагноклазы вообще целиком гранулированы.

Количественный минералогический состав этих жилообразных масс изменчив — иногда они сложены одним пироксеном, иногда, наоборот, почти одним битовнитом только с незначительной примесью энстатита и диопсида.

Ниже по течению (р. Енисей здесь сечет слоистость в описываемом комплексе под очень острым углом) пироксен-плагноклазовые породы сильно милонитизированы и в пределах узких зон (до 0,5 м, согласных с общей структурой толщи) превращены в тонкозернистый амфибол-гранат-плагноклазовый blastsилонит.

Дальше, примерно в 1,5 км ниже р. Шумихи (обн. 344), милонитизация проявляется слабо. Здесь преобладают грубозернистые породы почти пироксенового состава, в толще которых чередуются то грубозернистые зеленовато-серые породы, состоящие из энстатита и диаллага с незначительной примесью основного плагноклаза, то темно-бурые очень тяжелые массивные породы, состоящие процентов на 95 из изометричных кристаллов темно-коричневого пироксена, сцементированных небольшим количеством битовнита. Под микроскопом устанавливается, что преобладающим в породе является клинопироксен с $cNg = 45^\circ$, чуть зеленоватый в шлифе, с развитой диаллаговой отдельностью. В меньшем количестве развит ортопироксен с $2V = +70^\circ$, но с заметным плеохроизмом (шлиф довольно толстый), образующий частью самостоятельные неправильные зерна, частью пластинчатые вроски в клинопироксене, ориентированные совершенно закономерно (рис. 4). Плагноклаз (80% An) только цементирует зерна пироксенов. Вокруг последних местами узенькая каемочка бледной буроватой роговой обманки. Рудные минералы от-

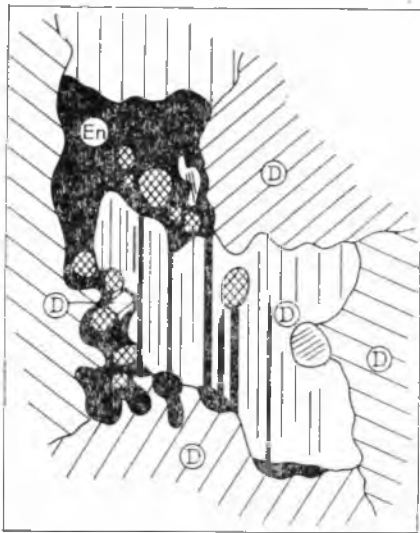


Рис. 4. Пироксеновая порода.

En — энстатит, образующий самостоятельные зерна и пластинчатые вроски в диаллаге, ориентированные оптически одинаково с первыми; D — диаллаг (со штриховкой отдельности).

сутствуют. Впрочем, отсутствие рудных является общим признаком всех пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых пород описываемого участка.

Среди этих пироксеновых пород иногда встречаются любопытные структурные различия, в которых неделимые пироксены образуют плоские линзы до 1—1,5 см толщиной и до 10 см в длину, сцементированные основным плаггиоклазом, причем в линзовидных кристаллах третья кристаллографическая ось располагается всегда примерно перпендикулярно уплощению линзы.

Сами же линзовидные кристаллы ориентированы беспорядочно.

Дальше, до конца обнажения (т. 345), прослеживаются те же массивные буро-черные пироксеновые породы, в которых, однако, иногда увеличивается содержание плаггиоклаза до 30%, и сами они становятся к нижнему концу обнажений все более и более мелкозернистыми. Неширокие зоны мylonитизации наблюдаются и здесь. Пироксеновые породы в этих зонах превращены в амфиболовые бластомилониты.

В пределах описанного участка наблюдается несколько даек диабаза и одна секущая жила турмалинового пегматита, не затронутые мylonитизацией и, наоборот, прорезающие эти зоны.

Анализируется крупнозернистая темно-серая пироксен-плаггиоклазовая порода (см. табл. 1, ан. 8), состоящая из зеленоватого клинопироксена с диаллаговой отдельностью и параллельными вросками гиперстена (49%), слабо плеохропующего гиперстена (19%) и битовнита (32%). Структура скорее габбровая, причем плаггиоклаз со склонностью давать призматические зерна с неправильными, однако, ограничениями, а гиперстен иногда в каемках по краям зерен клинопироксена. В очень небольшом количестве присутствует бледно-зеленая роговая обманка, имеющая вторичный характер.

Ниже по течению по правому берегу р. Енисей породы канского метаморфического комплекса прослеживаются на участке между реками Зимовенной и Курбатовкой и затем снова проявляются уже против и ниже дер. Залив, где Енисей прорезает породы комплекса вкрест простираения, причем последние выходы их наблюдаются несколько ниже устья р. Шилки. Во всех этих разрезах, а также в хороших разрезах по р. Шилке, решительно преобладают пироксен-плаггиоклазовые породы, обычно слоистые, мелко- или среднезернистые, среди которых, впрочем, нередко неправильные грубозернистые участки (рис. 5). Состав их несколько колеблется — иногда это существенно диопсид-плаггиоклазовые породы с незначительной примесью ортопироксена, иногда энстатит-плаггиоклазовые с малым количеством диопсида или совсем без него. Количественные соотношения цветной части и плаггиоклазов также варьируют. Извест-



Рис. 5. Неправильные участки грубозернистой пироксен-плагиоклазовой породы среди крупнозернистой ее разности. Р. Енисей, обн. 576/1939. Зарисовка с фотографии.

ные Казачинские пороги сложены грубозернистыми породами чарнокитового состава.

Гранатовые гнейсы и гранат-плагиоклазовые породы появляются здесь исключительно редко, образуют тонкие пропластки и, вероятно, частично имеют пескoлькo иное происхождение, чем в осевой части кряжа. Гранат развивается по трещинам в плагиоклазах или обрастает венчиком зерна ортопироксена, ассоциируя с магнетитом и кварцем. Совершенно очевидно, что он здесь вторичный минерал; видимо, продукт реакции между ортопироксеном и плагиоклазом, примерно по схеме:



Таким образом, гранатовые гнейсы данного участка, по-видимому, частично являются продуктом повторного метаморфизма пироксен-плагиоклазовых пород канского комплекса. Ниже делается попытка доказать, что этот повторный метаморфизм адекватен и синхронен метаморфизму енисейского метаморфического комплекса.

Описанные пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые породы приобрели свой современный состав и облик во время регионального метаморфизма всего канского комплекса и позже испытали только регрессивный метаморфизм, выразившийся в развитии бластомилонитов, а также были пересечены диабазами и пегматитами.

В составе канского метаморфического комплекса довольно широко распространена группа пород разнообразного состава, характеризующаяся массивным сложением, сходным обликом изверженных пород, наличием многочисленных ксенолитов вмещающих пород и в некоторых случаях проявлением в виде секущих интрузий. Вместе с тем по минералогическому составу породы эти не отличаются от кристаллических сланцев канского комплекса, и большинство из них при желании можно рассматривать как крупнозернистые разности гиперстеновых и гиперстен-гранатовых гнейсов, относительно обогащенных калиевым полевым шпатом. Кстати, в большинстве случаев и структура их оказывается гранобластической. Как можно увидеть из приводимого ниже описания, породы эти совершенно идентичны классическим чарнокитам Индии [Holland, 1900], чем оправдывается употребление этого названия для всей группы. Как уже отмечено, чарнокиты довольно разнообразны по своему составу. Среди них четко выделяются две самостоятельные подгруппы. Одна из них широко распространена в южной части кряжа, в частности в окрестностях Богунаевского рудника, где образует многочисленные пластовые тела с постепенными переходами к вмещающим их гранатовым гнейсам. Подгруппа эта была мной описана под названием «чарнокиты богунаевского типа» [Кузнецов, 1938]. В дальнейшем для краткости буду называть породы этой подгруппы «богунитами».

Другая подгруппа чарнокитов размещается в средней части кряжа (в бассейнах рек Весниной, Кузеевой, Кимбирки), где залегает в виде мелких интрузий с ясно выраженными секущими контактами. Представлена она очень своеобразными гиперстеновыми породами граносиенитового состава. Эту группу я выделил ранее под названием чарнокитов кузеевского типа; ниже, опять-таки для краткости, я называю их «кузеевитами». Впрочем, породы эти настолько своеобразны по составу и структурным особенностям, что за ними вообще следовало бы закрепить эти новые названия. Для обозначения разновидности этих двух подгрупп в дальнейшем я буду пользоваться номенклатурой, принятой для изверженных пород, хотя и далеко не уверен в том, что описываемые породы действительно являются настоящими магматическими образованиями. Больше того, ниже я пытаюсь доказать их палингенное происхождение и тесную генетическую связь с остальными членами канского метаморфического комплекса.

Чарнокиты богунаевского типа — богуниты. Наиболее основные разности богунаевских чарнокитов примерно соответствуют по составу кварцевому нориту. Это средне- и крупнозернистые зеленовато-серые массивные породы, состоящие из преобладающего лабрадора, а также кварца (до 15%) и слабо плеохроирующего ортопироксена ($2V = -80^\circ$, в количестве 20—30%). Калиевый полевой шпат образует только антипертитовые вроски в плагиоклазе. В небольшом количестве присутствуют красно-оранжевый биотит, циркон, апатит (призмы), рудный минерал. По минералогическому составу породы эти не отличаются от описанных выше кварц-пироксен-плагиоклазовых пород (с. 84—85), и единственное, что заставляет отнести их в чарнокитовую группу, — это массивное сложение и структуры, несколько приближающиеся к габбровой, а также наличие незаметных переходов к типичным чарнокитам. Кварцевые нориты широко распространены в районе Баргинского (Канского) слюдяно-

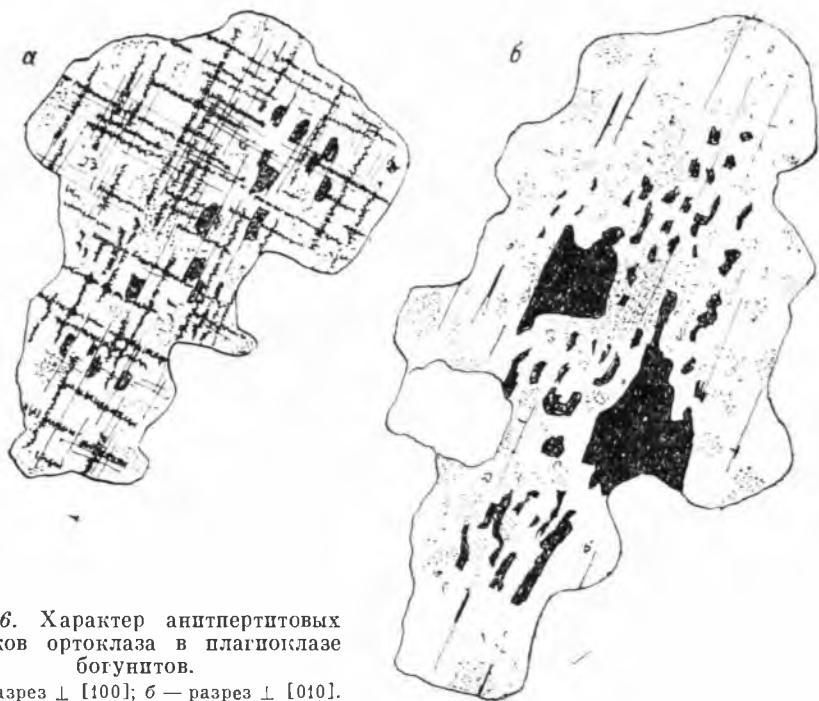


Рис. 6. Характер антипертитовых вrostков ортоклаза в плагиоклазе богунитов.

а — разрез \perp [100]; б — разрез \perp [010].

го месторождения и, видимо, именно эти породы описаны М. Н. Альтгаузенoм [1936, с. 145—150] под названием пироксен-плагиоклазовых пород. Им же приведены данные об их химическом составе (см. табл. 1, ан. 9).

Наиболее распространенной разновидностью чарнокитов богунаяевского типа являются **гиперстеновые богуниты**. Окраска их зеленоватобурая. Все они грубозернисты, иногда порфировидны. Обычно намечается некоторая гнейсовидность, обусловленная параллельным расположением таблиц полевого шпата и листочков биотита. Минералогический состав: андезин — около 50% массы породы; кварц — 20—30; калиевый полевой шпат — 0—10; гиперстен — 10—20; биотит — 5—10%; иногда немного граната; в качестве примесей — апатит, циркон, монацит, рудный. Все эти минералы по своим особенностям не отличаются от минералов описанных гранатовых и гиперстен-гранатовых гнейсов. Состав плагиоклаза отвечает андезину (40—45% An); в большинстве случаев он содержит большое количество антипертитовых вrostков ортоклаза, дающих в шлифе параллелепипедальные сечения (рис. 6). Более внимательное их изучение показывает, что ортоклазовые вrostки имеют форму пластин, ориентированных параллельно (010) и в общем вытянутых параллельно первой оси плагиоклаза. Форма антипертитовых вrostков, как мы ее видим в шлифе, в основном зависит от направления разреза. Калиевый полевой шпат — ортоклаз с $2V = -70^\circ$, также густо прорастается типичными для всех ортоклазов канского комплекса нитевидными пертитовыми вrostками плагиоклаза. Последние в продольных сечениях имеют форму длинных прямых нитей, а в поперечных — почти круглую, иногда квадратную. Гиперстен ($2V = -52-56^\circ$) обладает до-

вольно густым плеохроизмом. Биотит плеохроирует от бледно-желтого до красно-бурого. Кварц часто содержит большое количество игольчатых включений (рутил?), закономерно ориентированных. Структуры характеризуются отсутствием ясных идиоморфных ограничений какого-либо компонента (кроме апатита и циркона), извилистыми границами между зернами. Включения кварца в плагиоклазе, гиперстене и ортоклазе обычны. Гиперстен наиболее развит вдоль границ других минералов, нередко в виде крупных зерен, пойкилитовопроросших кварцем и плагиоклазом. Зерна его имеют ветвистую форму. На границе ортоклаза с плагиоклазом обычен грубый мирмекит.

Анализируемый образец гиперстенового богунита (см. табл. 1, ан. 10), представляющий собой буровато-серую слегка гнейсовидную крупнозернистую породу. Она состоит из андезина (50%), кварца (25%), гиперстена (5%), биотита (подсчитан вместе с гиперстеном) и ортоклаза (5%). Ортоклаз в ней кроме самостоятельных зерен образует и многочисленные антипертитовые вроски в плагиоклазе.

Описанный, наиболее распространенный, тип связан постепенными переходами с **гиперстен-гранатовыми богунитами**. Последние по внешнему виду отличаются более светлой горохово-серой окраской и почти постоянным присутствием граната, обнаруживаемого в переменных количествах наряду с гиперстеном. Количественный минералогический состав меняется в сторону обогащения калиевым полевым шпатом. В среднем эти породы содержат 25—45% плагиоклаза (34—38% An), 15—30 — ортоклаза, 20—40% кварца, цветные минералы — биотит, гиперстен и гранат — обычно в количестве около 10%. По своим свойствам все эти минералы не отличаются от минералов гиперстеновых богунитов.

Проанализированы два образца гиперстен-гранатовых богунитов. Первый из них (см. табл. 1, ан. 11) представляет буровато-серую среднезернистую породу с порфировыми выделениями желтоватого ортоклаза (до 1 см в длину). В среднезернистой основной массе различаются кварц, полевые шпаты, биотит, гиперстен, гранат. Количественный минералогический состав, определенный подсчетом в двух шлифах, дает следующие результаты: кварц — 39%, плагиоклаз (43% An) — 31; ортоклаз ($2V = -56^\circ$) — 22; гиперстен ($2V = -56^\circ$) — 5; биотит — 3%; гранат, а также примеси подсчитаны вместе с биотитом. Структура обычного типа, гранобластическая с некоторым проявлением гипидиоморфизма. Второй образец (см. табл. 1, ан. 12) представляет собою более богатую полевыми шпатами породу, причем содержание граната в ней значительно увеличивается. Плагиоклаз составляет 42%; кварц — 27; ортоклаз — 17; биотит — 3; гиперстен — 6; гранат — 4; рудные примеси — 1%.

Данные химического анализа обнаруживают значительные отклонения анализируемых пород от химизма близких по составу изверженных.

Сравнительно редко среди описанных типов чарнокитов встречаются весьма лейкократовые **гранитовидные породы**, характеризующиеся светлой буровато-желтой окраской и массивным сложением. Количество кварца в них так же, как и в предыдущем типе, колеблется в пределах 30—40%. Соотношения андезина (от 30 до 42%) и калиевого полевого шпата переменные. В качестве темноцветных присутствуют те же гиперстен, гранат, биотит. Отличием является лейкократовость, причем главным темноцветным является биотит, но не красно-оранжевый или красно-бурый, а обычный бурый, с плеохроизмом от желтого до буро-черного цве-

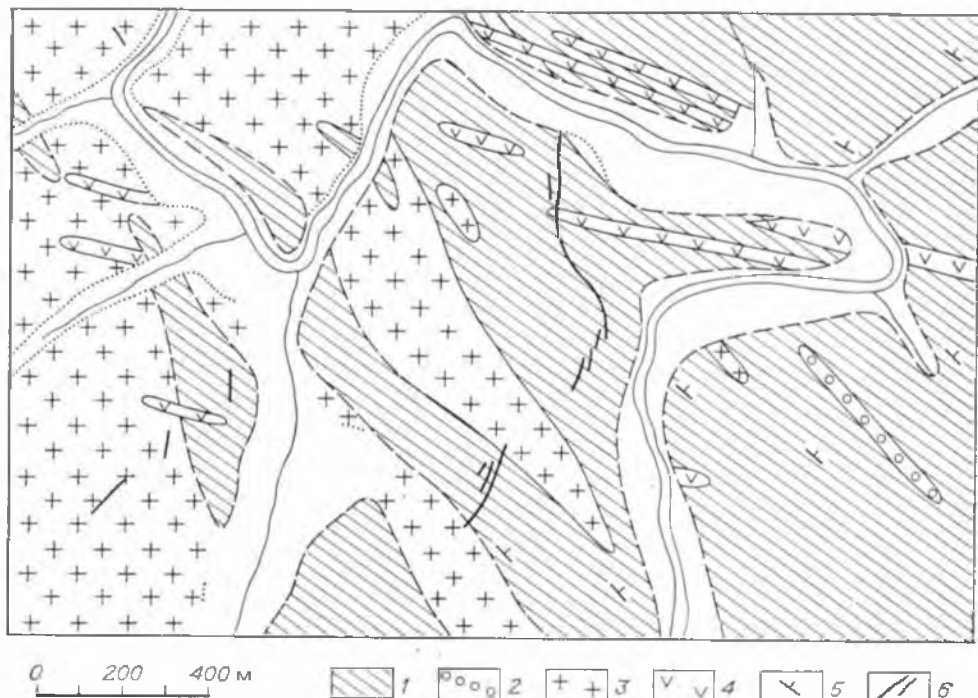


Рис. 7. Схема геологического строения Богуняевского участка развития чарнокитов — богунитов.

1 — гранатовые гнейсы; 2 — пироксеновая порода; 3 — чарнокиты; 4 — диабазы; 5 — гнейсовидность; 6 — кварцевые жилы.

та. Впрочем, в некоторых типах появляется много розового граната в идиоморфных зернах. Бросается в глаза также постепенное проявление микроклиновой решетки в калиевом полево шпате и заметный гнейдиоморфизм плагиоклаза к последнему, хотя включения кварца в плагиоклазе весьма обыкновенны. Гранитовидные породы связаны незаметными переходами, с одной стороны, с гиперстен-гранатовыми богунитами, с другой — с гранат-ортоклазовыми гнейсами (с. 43—44).

Описанные разновидности чарнокитов богуняевского типа вообще связаны самым тесным образом как пространственно, так и наличием разностей, переходных друг с другом. Выделить их на карте в связи с этим не представляется возможным. Условия залегания чарнокитов и взаимоотношения их с вмещающими гранатовыми гнейсами были изучены в районе Богуняевского рудника (рис. 7). Здесь обнаружилось, что чарнокиты образуют пластовые тела значительной мощности, залегающие согласно среди гранатовых и гиперстен-гранатовых гнейсов. В чарнокитах почти всегда наблюдается гнейсовидность и даже «слоистость», выражающаяся в чередовании пород различного состава. Например, среди гиперстен-гранатовых богунитов нередко появляются полосы светлых биотитовых гранитовидных пород, а местами также прослои различной мощности тонкозернистых и тонкослоистых гранатовых гнейсов. Все попытки найти секущие контакты чарнокитовых тел с гранатовыми гнейсами не увенчались успехом (переходы к гранатовым гнейсам всегда по-

стенные), и чарнокиты производят впечатление такого же равноправного компонента канского метаморфического комплекса, как и гранатовые или пироксеновые гнейсы, пироксен-плагноклазовые породы и т. д. Да и по минералогическому составу они совершенно похожи (как это уже неоднократно отмечалось) на гиперстен-гранатовые и гиперстеновые гнейсы. С последними они находятся в таком же отношении, как гранат-ортоклазовые породы с гранат-плагноклазовыми гнейсами, т. е. отличаются от соответствующих типов повышенным содержанием калиевого полевого шпата.

Вместе с тем чарнокиты несут целый ряд особенностей, заставляющих рассматривать их как образования несколько особого генезиса. Прежде всего, надо отметить наличие в массивных крупнозернистых чарнокитах многочисленных ясно выраженных ксенолитов, имеющих большей частью линзовидную форму и сложенных всегда мелкозернистыми, богатыми кварцем, гранатовыми, гиперстен-гранатовыми и гиперстеновыми гранулитами и кварц-пироксен-плагноклазовыми породами. Контакты с ксенолитами всегда резкие. Иногда в контакте чарнокит становится грубозернистым, пегматитовидным. Порода ксенолита нередко ясно слоиста, причем удлинен ксенолит всегда параллельно его слоистости и ориентирован согласно с гнейсовидностью вмещающего чарнокита.

Другой особенностью чарнокитов (богунитов) является появление среди них грубозернистых пегматитовидных обособлений, имеющих расплывающуюся широкообразную форму. В большинстве случаев такие пегматитовые шпирь состоят из тех же минералов, что и вмещающая порода, отличаются грубозернистостью. Они относительно обогащены полевыми шпатами, главным образом калиевым, почему и проявляются светлыми пятнами на общем темном фоне чарнокита. Изредка наблюдаются среди чарнокитов и широкообразные массы грубозернистого розовато-желтого полевого шпата, проросшего серым кварцем с развитием псевдописменных структур.

Кроме участка Богунаевского рудника того же чарнокитового (богунаевского) типа породы наблюдались в среднем течении р. Немкиной, в вершине р. Кимбирки, а также на Енисее, где ими сложен известный Казачинский порог. Здесь чарнокиты слагают тело около 1 км мощности, залегающее среди гранатовых гнейсов и пироксен-плагноклазовых пород. Чарнокиты состоят из андезина, обычно сильно пертитизированного, гиперстена, розового в шлифе граната, биотита, магнетита и кварца (последнего 10—15%). Текстура их всегда гнейсовидная. Под микроскопом в них обнаруживается сильное раздробление с последующей перекристаллизацией. Характерно также проявление повторного метаморфизма, при котором по трещинкам в плагноклазе развивается магнетит, вторичный бесцветный гранат и биотит, а по трещинкам в первичном гранате — только биотит.

Чарнокиты кузеевского типа — кузеевиты. В противоположность только что описанным богунитам чарнокиты кузеевского типа — кузеевиты — поразительно однообразны по составу. Среди них можно выделить, собственно говоря, только две разновидности, отличающиеся друг от друга не столько составом, сколько структурой.

Наиболее распространенным типом, слагающим более крупные интрузии, являются **порфировидные кузеевиты**. Породы эти обладают весьма характерной горохово-серой, изредка красноватой окраской, средним

зерном и порфиroidной структурой, обусловленной проявлением калиевого полевого шпата в виде крупных (до 2 см в длину) таблитчатых порфиroidных выделений, обычно переполненных включениями кварца и расположенных параллельно друг другу, чем достигается некоторая гнейсовидность породы. Микроскопическое изучение обнаруживает гипидиоморфную порфиroidную структуру (см. рис. 9) и состав из резко преобладающего калиевого полевого шпата (40—60%), кварца (20—35%), плагиоклаза (10—25%), гиперстена (5—10%). В качестве примесей всегда присутствуют апатит, циркон, монацит. Характерно полное отсутствие биотита в неизмененных вторичными процессами разностях. Калиевый полевой шпат почти всегда представлен однородным свежим ортоклазом ($2V = \text{от } -58 \text{ до } -74^\circ$) с характерными и обильными перитовыми вросками типа, обычного для канского комплекса, т. е. в виде прямых коротких нитей, ориентированных параллельно [010]. Только в сильно катаклазированных разностях в калиевом полевоm шпате развивается неясная деформированная микроклиновaя решетка. Порфиroidные выделения калиевого полевого шпата всегда переполнены округлыми включениями кварца, реже плагиоклаза, гиперстена, апатита, причем последние заметно идиоморфны к ортоклазу. На границах калиевого полевого шпата с плагиоклазом обычен грубый мирмекит. Основная масса состоит из агрегата кварца, ортоклаза, плагиоклаза (30—35% An) и гиперстена (с сильным плеохроизмом и $2V = \text{от } -54 \text{ до } -60^\circ$). Апатит, циркон и рудный довольно обильны. Структура основной массы ясно гипидиоморфная.

Реже встречаются **аплитовидные кузеевиты**. Последние залегают в виде тонких (1—2 м мощности) даек среди гранатовых гнейсов. Породы эти отличаются средне- и равномернозернистым строением; порфиroidная структура в них отсутствует или проявляется очень слабо. Под микроскопом устанавливаются аллотриоморфная структура и тот же минералогический состав, что и в описанном типе. Впрочем, намечается, что аплитовидные кузеевиты обычно относительно обогащены калиевым полевым шпатом. Плагиоклаза в них не больше 5—10%, гиперстена — до 5, кварца — 15—20%.

Приведенная характеристика относится к свежим, не затронутым вторичными процессами разностям. Но очень часто кузеевиты обоих типов оказываются сильно раздробленными, и вот в таких катаклазированных разностях нередко наблюдается целый ряд явно вторичных минералов, отсутствующих в нормальных кузеевитах. Из этих новообразований следует отметить: 1) магнетит, или титаномагнетит, часто срastaющийся с зеленой шпинелью и развивающийся по трещинкам в кварце и полевоm шпате, а также по зонам дробления с образованием ясных жилочек; 2) гранат, в шлифе розовый, обрастающий зерна гиперстена или руды венчиком хорошо образованных кристалликов или же образующий жилочки в полевоm шпате; характерно для этого граната обилие тончайших червеобразных включений кварца, придающих гранатовым венчикам кружевной вид; 3) биотит, обычный бурый, развивающийся по зонам дробления и замещающий гранат и гиперстен; 4) минерал с оптическими свойствами силлиманита, но проявляющийся в виде толстых коротких призм, часто ассоциирующий с рудным; минерал этот оптически положителен; показатель преломления около 1,65; угол $2V$ очень мал; угасание прямое; двушломление около 0,020; сечения, перпендикулярные острой биссектрисе, почти квадратные, с грубой спайностью в одном направле-



Рис. 8. Кузеевит. Обр. 1071/1937. Николл +, увел. 11. Зарисовка с микрофотографии.

нии, ориентированной по диагонали; 5) монацит этих же вторично минерализованных кузеевитов, образующий крупные округленные зерна, окрашенные в зеленоватый или буроватый цвет, с косым угасанием ($6-7^\circ$), почти одноосные, оптически положительные, с показателем преломления и двупреломлением несколько ниже, чем у тут же присутствующего циркона, — монацит этого типа, вообще говоря, обычен и в нормальных разностях, но в испытавших вторичную минерализацию он обилен.

Химический состав кузеевитов определен по трем образцам (см. табл. 1, ан. 13—15). Первый из них (ан. 13) представляет собой горохово-серый среднезернистый порфировидный кузеевит, количественный минералогический состав которого характеризуют калиевый полевой шпат ($2V = -58^\circ$) — 52%, кварц — 33, плагиоклаз (40% An) — 9, гиперстен ($2V = -56^\circ$) — 6%. Порода обладает обычными свойствами. Она слегка катаклазирована, но совершенно свежа и лишена новообразований (рис. 8). Второй образец (ан. 14) представляет собой также порфировидный кузеевит, отличающийся темно-бурой окраской, обусловленной развитием ряда новых минералов. Кроме обычных пертитового ортоклаза, андезита, кварца, гиперстена, апатита и циркона здесь по зонам дробления развивается обильный биотит, рудный минерал в срастании с зеленой шпинелью, кроме того силлиманит и монацит, также ассоциирующие с рудой. Замечается также несколько повышенное содержание плагио-

клаза (до 30%). Наконец, третий образец (ан. 15) — крупнозернистый горнорогово-серый порфировидный кузеевит, состоящий из ортоклаза — 44%, олигоклаз-андезина — 23, кварца — 21, гиперстена — 9 и рудных примесей — 3%.

Описанные своеобразные и очень характерные породы широко распространены в северной части главной площади канского комплекса — в бассейнах рек Большой и Малой Весниной, Большой и Малой Кузеевой, Шумихи, Кимбирки. К югу от р. Большой Весниной кузеевиты не наблюдались. Совместно с чарнокитами богуневского типа кузеевиты встречаются в виде мелких даек, секущих гранатовые гнейсы, в елисейском разрезе в районе Казачинского порога и в нижнем течении р. Шилки. Условия залегания кузеевитов установлены многочисленными наблюдениями достаточно отчетливо. Они всегда образуют ясно выраженные линейные интрузии с резкими секущими контактами с вмещающими породами канского комплекса. Поперечные размеры интрузии достигают 1 км, но часто они образуют мелкие (1—2 м мощности) дайки, секущие гранатовые гнейсы под углом или вкрест простирания к их гнейсовидности. В ряде случаев в грубозернистых порфировидных кузеевитах наблюдалась также дополнительная инъекция более светлого аплитовидного материала.

Одной из самых характерных особенностей кузеевитовых интрузий является полное отсутствие какого-либо контактового воздействия на вмещающие породы, каковыми в громадном большинстве случаев являются гранатовые гнейсы. Образцы последних, взятые из самого контакта с кузеевитом, ничем не отличаются по минералогическому составу и структуре от общего типа гранатовых гнейсов канского комплекса. Вместе с тем кузеевиты даже в топких жилах и в непосредственном контакте с вмещающими породами средне- и крупнозернисты, причем величина зерна вообще обычно совершенно одинакова в пределах всего крупного или малого тела. Минералогический состав кузеевитов характеризуют гиперстен, являющийся единственным первичным темноцветным компонентом, и полевой шпат, имеющий ортоклазовый характер. Кузеевиты испытывали тот же повторный метаморфизм, что и вмещающие породы, выразившийся в раздроблении и перекристаллизации с развитием вторичных биотита, граната и амфибола. Все это заставляет рассматривать кузеевиты в качестве равноправного компонента канского метаморфического комплекса и считать, что кузеевитовая инъекция имела место во время основного регионального метаморфизма, а именно в конце этого процесса, когда температура и давление внутри канского комплекса не сильно снизились по сравнению с максимальным их значением, но когда в комплексе в основном закончилось оформление характерных для него минеральных ассоциаций и текстурных особенностей и когда в породах комплекса стали возможны разрывы (рис. 9).

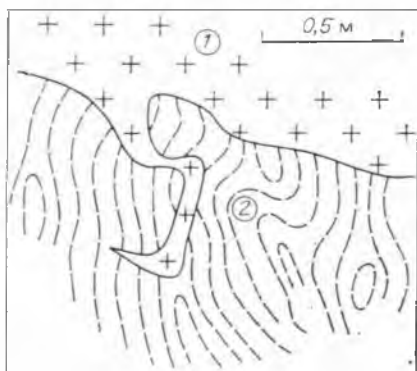


Рис. 9. Контакт кузеевита (1) со слоистым гранатовым гнейсом (2). Зарисовка обн. 231.

ГЕНЕЗИС ПОРОД КАНСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Генезис канского метаморфического комплекса является в достаточной степени сложной проблемой. Ниже я делаю попытку подойти к решению вопросов о его фациальности, о характере исходного материала, а также о причинах и общем характере основного для комплекса метаморфизма.

Вопрос о физико-химических условиях метаморфизма канского комплекса и принадлежности последнего к той или иной метаморфической фации решается в достаточной степени легко и просто. Действительно, все без исключения породы канского комплекса, не испытывавшие повторных метаморфизмов, характеризуются целым рядом общих признаков. К числу их относятся прежде всего поразительная свежесть всех пород, наличие идеально гранобластических «равновесных» структур и весьма характерный минералогический состав. Все эти особенности рассматривались выше, и здесь я перечислю только главные минералы комплекса, некоторые их особенности и распространение.

Кварц встречается в большом количестве во всех описанных выше группах за исключением пироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых пород. Он обычно пропылен и часто насыщен многочисленными закономерными ориентированными включениями иголочек рутила (?) — особенность, не наблюдавшаяся ни в одной другой группе метаморфических и магматических пород Енисейского кряжа и очень характерная, по Т. Холленду [Holland, 1900, с. 138], для чарнокитов Индии.

Калиевый полевой шпат распространяется в чарнокитовой группе и в некоторых типах гранатовых гнейсов; концентрируется также в пегматитовидных обособлениях и образует венитовые жилки в гнейсах различного типа; производит впечатление наиболее подвижного компонента в процессе метаморфизма и метаморфической дифференциации [Eskola, 1932]. Калиевый полевой шпат пород канского комплекса также обладает рядом особенностей, по которым его очень легко отличить от калиевых полевых шпатов других метаморфических и магматических формаций. Характерны полная однородность, отсутствие даже карлсбадских двойников (кроме кузеевитов) и ортоклазовый характер, устанавливаемый по прямому погасанию в разрезах \perp (010), а также по $2V$, величина которого при измерениях на федоровском столике колебалась таким образом: -58° (5 случаев), -60° (4 случая), -62° (5 случаев), -70° (2 случая), -74° (3 случая). Не менее характерной является постоянная пертитизация калиевого полевого шпата с развитием тонких нитевидных вростков — «string» и «rod» — пертитов по Г. И. Оллингу [Alling, 1938].

Микроклиноватая решетка в калиевом полевоом шпате появляется только при катаклазе породы и проявляется всегда очень плохо.

Плаггиоклаз распространен во всех типах пород канского комплекса. Его состав колеблется от олигоклаза-андезина до битовнита. В андезитах обычно развитие характерных антипертитов, описанных выше. Бросается в глаза чрезвычайно резко проявленный дисперсионный эффект на границах пертитовых и антипертитовых вростков с хозяином.

Клинопироксены мало распространены и встречены только в пироксен-плаггиоклазовых и пироксеновых породах. Они обладают зеленоватой окраской, имеют диопсидовый характер, ассоциируют с энстатитом, наблюдаясь с ним в параллельных сростаниях.

Ортопироксены являются весьма характерной и даже руководящей для комплекса группой. Состав их весьма изменчив в разных типах пород. При этом наблюдается довольно ясная закономерность: богатые железом гиперстены (содержащие до 50—55% FeSiO_3) распространяются в наиболее кислых породах, в частности в гиперстеновых гнейсах и чарнокитах, в то время как почти чистые энстатиты — в основных пироксен-плагиоклазовых и пироксеновых породах. Замечательны гиперстены чарнокитов и гиперстеновых гнейсов густыми цветами плеохроизма.

Оливин встречен в небольшом количестве в некоторых пироксеновых породах.

Гранат широко распространен в кислых разностях пород канского комплекса; окраской он бледно-розовый или буровато-розовый; под микроскопом бесцветен; ксеноморфен, почти всегда переполнен включениями кварца, и только в чарнокитах и массивных гранат-ортоклазовых породах для него иногда характерны идиоморфные ограничения. Судя по данным химических анализов, показателю преломления, равному 1,777, замещению по трещинкам слюдой флогопитового типа, а также по тому, что в контактовой зоне таракской интрузии кордиерит развивается существенно за счет граната, первичные гранаты канского комплекса являются альмандинами с весьма высоким содержанием пироповой молекулы. Они всегда ассоциируют с биотитом. В результате повторного метаморфизма иногда появляется новый гранат, более густо окрашенный, красноватый в шлифе, со значительно большим показателем преломления и, по-видимому, меньшим содержанием пироповой молекулы.

Биотит — весьма обыкновенный минерал, появляющийся во всех типах пород, хотя наиболее широким распространением пользуется в гранатowych и гиперстеновых гнейсах. Отличается своеобразным плеохроизмом: *Np* — бесцветный или бледно-желтый, *Ng* — оранжевый или красно-оранжевый. Густота окраски биотита несколько повышается в гиперстеновых гнейсах и богунитах и понижается, с одной стороны, в пироксен-плагиоклазовых породах, с другой — в гранатowych гранулитах. В биотите нередко сагенитовая сетка и плеохроичные ореолы. Биотит гранатowych гнейсов и других пород канского комплекса, по-видимому, частично является продуктом того или иного повторного метаморфизма, так как часто развивается за счет граната, проникает по трещинкам в плагиоклазы и т. д.

Кордиерит — всегда свежий, без продуктов разложения, полисинтетически сдвойникованный, с плеохроичными дворицами — встречается редко и всегда ассоциирует с гранатом и калиевым полевым шпатом, иногда со шпинелью.

Шпинель (ярко-зеленая) — довольно обыкновенный минерал кордиеритовых гнейсов и ультраосновных пироксеновых пород — ассоциирует или с кордиеритом, или с ортопироксеном; иногда сростается с магнетитом.

Корунд редок; встречен в ассоциации со шпинелью и силлиманитом.

Силлиманит также редок. Волокнистые его агрегаты большей частью ассоциируют с кордиеритом, гранатом и шпинелью; призматические зерна появляются около магнетитовых жилочек, и в этом случае силлиманит производит впечатление вторичного минерала.

Амфибол наблюдается исключительно редко и только в пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых породах, где он образует реакционные каемки вокруг пироксена. Встречены две разновидности: светлоокрашенный кум-

мингтонит и густоокрашенная оливково-зеленая обыкповенная роговая обманка. По-видимому, во всех случаях обе они являются продуктом более позднего повторного метаморфизма.

В качестве примесей постоянно присутствуют: **рудный минерал** (большей частью **ильменит**, реже **магнетит**), **апатит**, **циркон**, **рутил**, **монацит**. Последний распространен повсеместно, но особенно обилен в кузеевитах.

Среди перечисленных минералов собственно породообразующими в породах канского комплекса являются только кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, ортопироксены, клинопироксены, гранат и биотит. Эти минералы, сочетаясь друг с другом в различных соотношениях, и составляют 99% всей массы пород комплекса. Характерны ассоциации: 1) ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз; 2) ортопироксен + + плагиоклаз; 3) ортопироксен + плагиоклаз + гранат; 4) плагиоклаз + гранат, причем в кислых разностях к ним присоединяются калиевый полевой шпат, кварц, биотит. Весьма характерны для минералогического состава канского комплекса полное отсутствие сфена, минералов эпидот-цоизитовой группы и исключительная редкость амфиболов, являющихся большей частью вторичными образованиями.

Этот достаточно характерный состав, идеально гранобластические структуры, большая свежесть всех компонентов и т. д. указывают на формирование пород комплекса в условиях наибольших глубин и высоких температур, при которых первичный материал был способен не только к полной перекристаллизации с достижением предельного физико-химического равновесия, но и к почти полному переплавлению. На основании характерных минеральных ассоциаций канский метаморфический комплекс должен быть отнесен к фации гиперстеновых гнейсов Д. С. Коржинского [1936в, 1937, 1940], т. е. к наиболее глубинной фации метаморфизма.

Совершенно аналогичного или очень близкого состава метаморфические комплексы широко распространены в архейских кристаллических щитах. Ближайшей к Енисейскому краю областью распространения кристаллических сланцев фации гиперстеновых гнейсов является Анабарский массив, который, согласно исследованиям Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко [1936], оказывается сложенным преимущественно плагиоклаз-кварц-гиперстеновыми сланцами («гиперстеновые гнейсы» в моей терминологии) с прослоями плагиоклаз-пироксеновых, пироксеновых сланцев, биотит-гранатовых гнейсов и гранулитов, пронизанными гранитной инъекцией. О. Баклунд [Backlund, 1907] в свое время рассматривал эти кристаллические сланцы как ортопороды и сравнивал их с чарнокитовой серией Индии. Я имел возможность просмотреть коллекции Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко в Центральном геологическом музее (г. Ленинград) и убедиться в полной — до мелочей — аналогии кристаллических сланцев канского комплекса Енисейского края и Анабара. Попутно отмечу, что, судя по представленному в этом музее материалу, гранитной инъекцией обусловлен ясно выраженный регрессивный метаморфизм, проявившийся наиболее ярко в биотитизации гиперстена и граната. Должен отметить также, что в этих коллекциях под названием гранитов, пегматитов и мигматитов фигурируют как настоящие граниты, пегматиты и мигматиты, весьма похожие на таковые посольненской интрузии Енисейского края, так и образования, совершенно похожие на описанные мной гранат-ортоклазовые гнейсы, грани-

товидные гранатовые породы и пегматитовидные выпоты грубозернистого материала в гнейсах и чарнокитах и, по-видимому, не имеющие никакого отношения к гранитной интрузии.

Районом развития аналогичных кристаллических сланцев, описанных Н. И. Свитальским [1915], Д. С. Коржинским [1936а, б, в] и другими, является Прибайкалье и Алданский массив. В разрезе по Тимпону Д. С. Коржинский описал [1936а] комплекс кристаллических сланцев, совершенно аналогичный канскому и состоящий из гиперстеновых и гранатовых гранулитов, биотит-гранатовых гнейсов, известковистых кристаллических сланцев, гиперстеновых гнейсов (чарнокитов), пироксен-плагиоклазовых, оливин-пироксеновых сланцев и т. д. Кристаллические сланцы эти инъецированы гранитами, с которыми автор связывает региональную перекристаллизацию всей толщи. Последнему положению автора несколько противоречат им самим отмеченные явления наложения инъекционного метаморфизма; уже готовые кристаллические сланцы, характеризующиеся минеральными ассоциациями, свойственными фации гиперстеновых гнейсов, в связи с инъекцией изменяют свой минералогический состав, причем пироксены и гранат замещаются биотитом и роговой обманкой. Несущественными отличиями канского метаморфического комплекса от кристаллических сланцев Прибайкалья, Алданского и Анабарского массивов являются отсутствие в его составе карбонатных пород, редкость пачек пироксеновых сланцев и решительное преобладание гранатовых гнейсов. Это объясняется, очевидно, несколько иным, существенно глинистым, составом исходного материала канского комплекса.

Описанная Т. Холлендом [Holland, 1900] чарнокитовая серия Индии представляет другой пример образований, соответствующих некоторым компонентам канского комплекса. В чарнокитовой серии Т. Холленд выделяет: 1) кислую группу — гиперстеновые граниты, часто с гранатом, который всегда появляется в динамометаморфизованных разностях; 2) среднюю группу состава, промежуточного между гранитом и норитом; 3) основную группу норитового состава и 4) ультраосновную — пироксенитового состава. Все эти породы автор рассматривает как изверженные, указывая, впрочем, что этому противоречат особенности структуры (гранулитовой), наличие граната и полосчатая текстура всех пород. Типичным для индийских чарнокитов является ортоклазовый характер щелочного полевого шпата, постоянное присутствие гиперстена с сильным плеохроизмом и граната, а также отсутствие сфена и наличие закономерно ориентированных игольчатых включений в кварце. Кислые чарнокиты образуют дайки, в них наблюдаются основные шлиры, ксенолиты, кислые грубозернистые «гистерогенные» шлиры и т. д. Судя по прекрасным описаниям Т. Холленда, кислые и средние чарнокиты Индии вполне соответствуют чарнокитам канского метаморфического комплекса, тогда как основные и ультраосновные члены этой серии — описанным мной пироксен-плагиоклазовым и пироксеновым породам.

Аналогичные канскому метаморфическому комплексу кристаллические сланцы той же фации гиперстеновых гнейсов, судя по докладу Фр. Отса и В. П. Тамперлея (1937 г.) на XVII сессии Международного геологического конгресса, широко развиты в Восточной Африке и на Мадагаскаре [Lacroix, 1922]. Очень близкими по ряду особенностей породам канского комплекса являются гранатовые, пироксеновые гнейсы и гиперстеновые гнейсодiorиты Кольского полуострова, описанные А. А. Полкановым [1935, 1936]. Сравнение с этой областью, впрочем, за-

труднено широким развитием на Кольском полуострове более молодых гранитных интрузий, с которыми связываются мигматизация и широко развитый, в общем регрессивный, метаморфизм. То же самое, и еще в большей степени, относится к Украинской плите, где гранатовые и пироксеновые гнейсы, очень близкие по своему типу канским, хотя и встречаются [Лучицкий, 1927; Половинкина, 1937], но, видимо, редко. Что касается чарнокитов Украины, которым посвящена обширная литература и исчерпывающая сводка П. И. Лебедева [1934], то эти породы, вероятно, представляют собой настоящие магматические образования и сравнивать с ними канские чарнокиты трудно.

Малое количество химических анализов и недостаток полевых наблюдений, устанавливающих взаимоотношения описанных выше групп пород, не всегда дают возможность с достаточной точностью определить первичную природу материала, слагающего породы комплекса, и в этом отношении иногда приходится ограничиваться только более или менее вероятными догадками.

Для группы гранатовых гнейсов характерны такие свойства, как сохранившаяся реликтовая слоистость, послонная перемежаемость с другими группами пород комплекса при наличии постепенных переходов между различными типами. Эти особенности указывают на осадочное происхождение, а характерный химический (см. табл. 1) и минералогический — кварц, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, биотит и гранат — составы указывают на происхождение гранатовых гнейсов за счет существенно глинистого материала. Описанные выше гранулиты, отличающиеся обилием кварца и мелкозернистостью, возникли скорее путем перекристаллизации пачек глинистых песчаников. К такому же выводу для данных пород приходит М. Н. Альтгаузен [1936].

Кордиерит-гранатовые гнейсы относительно обогащены щелочным полевым шпатом; кварца в них мало, зато обычна примесь шпинели, а иногда силлиманита и корунда. Породы эти, очевидно, возникли при метаморфизме глинистых пород с несколько повышенным содержанием магния и глинозема и недостатком щелочей, что привело к образованию кордиерита, шпинели и силлиманита вместо обычных граната, биотита и щелочных полевых шпатов.

Группа гиперстеновых гнейсов характеризуется теми же признаками, т. е. пласто- или линзообразным залеганием среди гранатовых гнейсов, но в этих породах плохо сохраняется реликтовая слоистость, а минералогический состав отличается большей ролью плагиоклаза и гиперстена и полным или почти полным исчезновением граната и калиевого полевого шпата, что указывает на недостаток в первичной породе окиси калия и глинозема и вместе с тем на отсутствие избытка окиси кальция, что препятствует образованию диопсида. Очевидно, гиперстеновые гнейсы образовались за счет прослоев мергелистых глин, а гиперстеновые гранулиты — за счет такого же материала, обогащенного кремнеземом.

Среди пироксен-плагиоклазовых пород выделяется два главных типа, имеющих, по-видимому, различное происхождение.

Первый — это габброидные породы, которые отличаются очень постоянным парагенезом основного плагиоклаза, гиперстена и клинопироксена и отсутствием ясно выраженной слоистости. Переходы — иногда через кварц-пироксен-плагиоклазовые породы — к гиперстеновым гнейсам постепенные. В других случаях габброидные породы имеют резкие контакты с вмещающей толщей. В двух случаях в них наблюдалась блас-

тоофитовая структура. Надо думать, что, по крайней мере, часть габброидных пород произошла за счет каких-то древних диабазов, внедрившихся в осадочную толщу канской формации еще до метаморфизма. Во всяком случае химизм их не существенно отличается от химизма нормального габбро. Другой тип — кварц-пироксен-плаггиоклазовые породы, которые, во всяком случае, являются парасланцами. Об этом говорят и залегание их в виде тонких пропластков среди гранатовых гнейсов, и ясная слоистость, и необычная ассоциация очень основного плаггиоклаза (60—80% An) с большим (до 10%) количеством кварца, не укладывающаяся в рамки нормальных магматических типов.

Ультраосновные породы района Богунаевского рудника залегают в виде линз среди гранатовых гнейсов, имея достаточно резкие контакты с вмещающими породами. Химизм их близок к химизму горнблендитовых и пироксенитовых магм. Образовались они, вероятно, путем перекристаллизации древних ультраосновных изверженных пород.

Несколько особняком стоят пироксеновые и пироксен-плаггиоклазовые породы, вскрывающиеся Енисеем от устья р. Посольной до р. Зимовенной. Все эти породы весьма разнообразного внешнего облика и структуры в конечном счете состоят из трех минералов: основной плаггиоклаз + энстатит + клинопироксен при практическом отсутствии примесей рудных минералов и апатита. Сочетаясь в различных отношениях, эти минералы и дают нам ряд связанных постепенными переходами типов, от пород анортозитового состава до почти чистых пироксенитов. Характерны для них: грубая слоистость; прослои пироксенитов с величиной зерна до 5—10 см; секущие пегматитовидные тела грубозернистого пироксен-плаггиоклазового материала среди того же состава среднезернистых пород; изумительная свежесть всех компонентов пород и отсутствие даже признаков явлений аутометаморфизма; наличие зон милонитизации, внутри которых размолотый материал испытал во время более поздних метаморфических процессов перекристаллизацию с приобретением черт амфиболитовой фации. Единственный химический анализ пироксен-плаггиоклазовой породы, содержащей только около 30% плаггиоклаза, близок химизму пироксенитов и ультраосновного габбро, но его отклонения от состава этих пород значительны.

Вопрос о первичном материале, послужившем для образования данных пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых пород, остается неясным. Совершенно ясно только то, что породы эти получили свой современный облик во время основного метаморфизма канского комплекса вместе с остальными его членами, т. е. были во время этого метаморфизма полностью перекристаллизованы, и, может быть, подвергались частичному плавлению. В пользу этого утверждения говорят и минеральные ассоциации, типичные в общем для комплекса, и широкое развитие blasts милонитов, образовавшихся за счет пироксеновых и пироксен-плаггиоклазовых пород в связи с более поздними движениями, вероятно, связанными со складчатостью более молодого, но также архейского енисейского метаморфического комплекса.

При описании гранатовых и гиперстеновых гнейсов и богунитов отмечалось, что среди них очень часто наблюдаются прослойки и линзы грубозернистого материала, обогащенные лейкократовыми компонентами, но почти всегда содержащие некоторую примесь крупных зерен граната или гиперстена, или обоих вместе. Соотношения кварца и полевого шпата меняются. Иногда эти линзы существенно полевошпатовые, иног-

да существенно кварцевые, в некоторых случаях с псевдописьменными сростаниями. Переходы к вмещающим породам постепенные, но в крупных линзах такого пегматитовидного материала нередко ксенолиты окружающих гнейсов. Отсутствие резких контактов и одинаковые с вмещающими породами минеральные ассоциации, а также региональное их развитие заставляют рассматривать эти пегматитовидные обособления как типичные «палингенетические пегматиты» [Ферсман, 1931] или высокотемпературные «латераль-секреционные вениты» в смысле П. Хольмквиста [Holmquist, 1907]. Таким образом, очевидно, в условиях плутонометаморфизма происходила не только некоторая миграция (как бы выжимание) наиболее легко растворимых (или легкоплавких, что, по существу, одно и то же) компонентов с концентрацией их в тех или иных участках метаморфического комплекса, но местами имело место и полное переплавление без сколько-нибудь заметного перемещения расплава в пространстве (сравни у В. Г. Шеллера, 1937, с. 166). Между прочим, не исключена возможность, что кордиерит-гранатовые гнейсы со шпинелью и корундом, обычно ассоциирующие с палингенетическими пегматитами, образовались не путем перекристаллизации первичного высокоглиноземистого материала, но представляют собой остаточный материал — скопление наиболее неподвижных в условиях метаморфической дифференциации и селективного выплавления компонентов [Eskola, 1932a, b].

Вопрос о происхождении чарнокитов в литературе решается различным образом. Т. Холленд [Holland, 1900] индийскую чарнокитовую серию рассматривал как серию изверженных пород, несмотря на ряд противоречащих этому особенностей чарнокитов — отсутствие явлений контактового метаморфизма, грауолитовые структуры, линейное расположение компонентов и наличие граната в чарнокитах. Д. С. Коржинский [1936в] считает гиперстеновые гнейсы или чарнокиты Алданской плиты кристаллическими сланцами, образовавшимися при метаморфизме осадочного или вулканогенного комплекса в условиях наибольших глубин и громадных давлений. По А. А. Полканову [1935, с. 243], комплекс пироксеновых гнейсодиоритов Кольского полуострова, который он сравнивает с чарнокитовой серией Индии, представляет собой продукт кристаллизации диоритовой магмы в условиях больших глубин и во время горообразующих процессов. Украинские чарнокиты П. И. Лебедевым [1934, 1937] рассматриваются как чисто магматические образования, а Ю. И. Половинкиной [1931] — как существенно мигматитовые, образовавшиеся в результате проникновения в пироксен-плагноклазовый гнейс паров и флюидных эманаций, поднимающихся из глубоко залегающего магматического очага.

Изучение канского метаморфического комплекса заставляет меня остановиться на несколько иной точке зрения на генезис чарнокитов Енисейского кряжа, между прочим, по-видимому, приложимой и к индийским чарнокитам, и к гиперстеновым гнейсодиоритам и чарнокитам Кольского полуострова, поскольку об этом можно судить по описаниям соответственных образований.

Что же касается чарнокитов Алданской плиты, то они, очевидно, как это убедительно доказано Д. С. Коржинским, являются просто кристаллическими сланцами (гиперстеновыми гнейсами), и сравнивать их с индийскими чарнокитами можно только в качестве образований одинаковой с последними фации глубинности. От индийских (и енисейских) чарнокитов алданские отличаются, как это подчеркнуто Д. С. Коржинским

[1936в, с. 46], отсутствием признаков магматического их состояния в виде секущих контактов, ксенолитов и «гистерогенных» шпир, наблюдавшихся Т. Холлендом в чарнокитах Индии. Чарнокиты Украины, по-видимому, представляют собой действительно настоящие магматические образования.

К решению вопроса о происхождении чарнокитов богуневского типа (богунитов) можно подойти следующим образом. Характерными для богунитов являются: 1) минералогический состав, качественно не отличающийся от такового гиперстен-гранатовых и гиперстеновых гнейсов; 2) крайняя изменчивость количественных отношений главных породообразующих минералов, а также непостоянство химического состава и значительные отклонения от ближайших магматических типов; 3) постоянная гнейсовидность и гранобластические структуры; 4) наличие ксенолитов с резкими границами и минералогическим составом, опять-таки качественно не отличимых от состава богунита; 5) отсутствие секущих контактов с вмещающими породами и полное отсутствие явлений контактового метаморфизма; 6) наличие пегматитовых выпотов, состоящих из тех же минералов, что и богунит, но грубозернистых и относительно обогащенных лейкократовыми компонентами.

Эти особенности указывают, что богуниты приобрели современный минералогический состав в той же физико-химической обстановке, что и все остальные породы канского комплекса; во время своего формирования они находились если не в расплавленном, то в весьма размягченном (пластичном) состоянии, причем этот богунитовый расплав (или пластичная масса) был способен к некоторому перемещению и захвату ксенолитов, но весьма беден летучими и обладал температурой, не сильно отличающейся от температуры окружающих пород, а вязкость этой пластичной массы была настолько высока, что полное перемешивание материала не достигнуто. Все это, мне кажется, достаточно убедительно говорит о том, что богуниты по своему происхождению отвечают пегматитовым выпотам среди гранатовых и пироксеновых гнейсов и представляют собой такие же образования, возникшие как один из продуктов регионального плутонометаморфизма канского комплекса. За это говорят: их своеобразный химизм; наличие одинаковых минеральных ассоциаций в богунитах и вмещающих гранатовых и гиперстеновых парагнейсах; наличие постепенных переходов между теми и другими; существенно гранобластические структуры; наличие выпотов пегматитовидного материала в богунитах и гнейсах. По-видимому, не случайна близость химического состава чарнокитов Южно-Енисейского края с гранатовыми гнейсами. Богуниты в отношении своего состава отличаются от соответствующих гнейсов повышенным содержанием щелочного полевого шпата, а также более грубозернистыми порфировидными структурами. Интересно, что богуниты как бы фиксируют начальные стадии палингенеза — селективное плавление началось, но процесс не дошел до стадии формирования настоящей палингенной магмы, способной к значительному перемешиванию в пространстве, и богунитовые «расплавы» остались почти на месте своего рождения.

Надо сказать, что по условиям залегания, структурным и текстурным признакам богуниты весьма напоминают некоторые типы мигматитов. Однако минералогический состав богунитов совершенно необычен для мигматитов, которые всегда формируются при участии летучих и котормы совершенно несвойственны такие минералы, как гиперстен и орто-

клас. И многочисленная литература, и личный опыт, в частности, изучение явно наложенного инъекционного метаморфизма, обусловленного более молодыми Таракской и Посольненской гранитогнейсовыми интрузиями, секущими и метаморфизующими канский комплекс, показывают, что щелочной полевошпат мигматитов всегда является решетчатым микроклином, лишенным характерных нитевидных пертитовых вростков, а железисто-магнезиальные минералы — слюдами и амфиболами и изредка эгиринном.

Что касается чарнокитов кузеевского типа — кузеевитов, то эти породы образуют настоящие интрузии с секущими контактами и многочисленными ксенолитами вмещающих пород. Однако и здесь целый ряд особенностей заставляет сомневаться в том, что они являются настоящими магматическими образованиями, внедрившимися после формирования канского комплекса.

Наличие гиперстена и ортоклазового калиевого полевошпата — руководящих минералов канского комплекса — говорит о том, что кузеевиты формировались в тех же физико-химических условиях, что и последний, и, совершенно очевидно, являются одновременными с основным его метаморфизмом. Типичные для кузеевитов пойкилитовые структуры калиевого полевошпата, всегда переполненного округлыми зернами кварца, говорят о том, что интродировала кашеобразная, не вполне расплавленная масса. Отсутствие в составе кузеевитов первичного биотита (единственный темноцветный — гиперстен, иногда гранат), отсутствие даже признаков контактового метаморфизма и тем более явлений «инъекции» говорит о том, что кузеевитовые расплавы были практически сухими и обладали ничтожным запасом энергии, в частности, температура этих расплавов не сильно отличалась от температуры вмещающих толщ в момент инъекции. Все это вместе взятое заставляет признать и за кузеевитами палингенное происхождение и рассматривать их как уже испытывавшие значительное перемещение в пространстве продукты выборочного плавления, происходившего в условиях огромных глубин и высокой температуры.

Возможность палингенного образования части кислых интрузий докембрия признается очень многими геологами, изучавшими древние кристаллические щиты, причем особенно детально этот вопрос разработан П. Эскола [Eskola, 1932a]. Характерными признаками палингенных интрузий обычно считается отсутствие основных дифференциатов и стерильность расплавов. Мне кажется, что доказательств палингенного происхождения чарнокитов Южно-Енисейского края значительно больше, чем, например, для гантегранитов Финляндии, каковые обычно приводятся в качестве примера палингенных образований.

Вопрос о причинах метаморфизма канского комплекса является еще более трудным. Метаморфизм аналогичных комплексов обычно связывают [Коржинский, 1936в, 1937, 1940] с магматической деятельностью, рассматривая его как метаморфизм регионально-контактовый. У нас, в Южно-Енисейском крае, нет никаких признаков той интрузии, которая могла бы вызвать описанный плутонометаморфизм, наоборот, мы видим здесь, что выборочное плавление является одним из проявлений метаморфизма, а чарнокитовые интрузии не причина, а продукт метаморфизма. Другие гранитные интрузии (Таракская, Нижнеканская) внедрились в уже готовый метаморфический комплекс, и метаморфизм канского комплекса следует рассматривать как глубинный региональный метаморфизм

[Грубенман, Ниггли, 1933, с. 123) или плутонометаморфизм [Тиррель, 1933, с. 236], проявившийся в результате энергичного тектогенеза в обстановке исключительно высоких температур и давлений. Региональный метаморфизм и образование кристаллических сланцев вообще, по-видимому, следует рассматривать не только как результат «приспособления пород к ориентированному давлению в фазы тектогенеза» [Усов, 1936, с. 41], но и как самостоятельную форму тектогенеза, равноценную с магматической и складчатой, и проявляющуюся во внутренней перестройке вещества главным образом в фазы сжатия. Интересна мысль С. Бубнова [1934, с. 88] о том, что процесс образования кристаллических сланцев является глубинным аналогом складкообразования на поверхности и «стилем движения» более глубокого яруса земной коры.

Возрастное положение канского метаморфического комплекса определяется следующими отношениями. Он прорван и повторно метаморфизован Таракской и Посольненской гнейсогранитными интрузиями, а на севере трансгрессивно перекрыт нижнепротерозойскими филлитами и кварцитами. Контакт с енисейским метаморфическим комплексом тектонический, но в енисейском комплексе совершенно отсутствуют чарнокитовые интрузии, и он, очевидно, является также более молодым, чем канский. Таким образом, в Южно-Енисейском кряже наиболее древнее образование — канский метаморфический комплекс. Замечательно, что аналогичные комплексы, состоящие из гранатовых и гиперстеновых гнейсов и чарнокитов, характерны только для архея, и даже только для самых нижних горизонтов его. По-видимому, имеются все основания, как уже это отмечалось выше, сравнивать канский комплекс с комплексом гранатовых гнейсов Кольского полуострова, который А. А. Полканов [1935, 1936] относит к самым низам архея, а также с архейскими сланцами Анабара [Рожков и др., 1935], Алдана [Коржинский, 1936а], Прибайкалья [Коржинский, 1936а, б], Индии [Holland, 1900] и Восточной Африки [Отс, Тамперлей, 1937], залегающими везде в основании стратиграфического разреза докембрия.

ПРОДУКТЫ ПОВТОРНЫХ МЕТАМОРФИЗМОВ

После своего формирования в условиях глубинного метаморфизма канский комплекс за длинный промежуток времени с архея до наших дней естественно пережил очень много диастрофизмов и магматических инъекций, которые оставили свой след в виде наложения на основной метаморфизм других метаморфизмов, проявившихся в условиях иных фаций. Наиболее эффективно в нашем районе проявляется интенсивная милонитизация гранатовых и гиперстеновых гнейсов и других пород, а также мигматизация и контактовый метаморфизм их под действием более молодых гранитных и пегматитовых интрузий.

Милониты. Зоны милонитизации внутри канского комплекса наблюдались очень часто. Они имеют всегда северо-западное, т. е. согласное с гнейсовой толщей, простирание и крутое (60—70°) падение на северо-восток. Мощность зон милонитизации колеблется от десятков сантиметров до 1000 м и более. Например, р. Кан между реками Казачьей и Богуняевой на протяжении около 10 км течет по простиранию такой зоны милонитизации, имеющей мощность свыше 1 км.

Намечаются три типа милонитов, резко отличающихся друг от друга по структурам и образовавшимся, по-видимому, в различной обстановке: 1) ультрамилониты, 2) бластомилониты и 3) филлониты.

Ультрамилониты гранатовых и пироксеновых гнейсов в обнажениях и отдельных образцах поразительно напоминают глинисто-сланцевые роговики — массивные или сланцеватые. Ультрамилониты в типичном виде представляют собой черные или буро-черные тонкозернистые и тонкосланцеватые, а иногда и совершенно массивные и только тонкополосчатые породы, нередко с «флюидалной» текстурой. Под микроскопом же в них четко устанавливается милонитовая структура. Обтертые линзовидные порфирокласты, имеющие микроскопические размеры, представлены кварцем, микроклином, плагиоклазом, гранатом, гиперстеном. Основная масса, обволакивающая глазки и линзочки, тонко распылена и развальцована, частично перекристаллизована. Она состоит преимущественно из бурых и зеленых слюдок с примесью тонко раскрошенного граната, кварца, полевых шпатов и т. д. В других случаях мы имеем полностью развальцованную породу, напоминающую тонкий биотитовый сланец, в котором, однако, много тонкого раскрошенного граната, не обнаруживающего и признаков перекристаллизации. Растертая и развальцованная масса ультрамилонитов местами подвергалась позднейшей гидротермальной переработке с образованием послойных секущих жилочек кварца, кальцита, зеленого биотита, хлорита и серицита. Интересно отметить, что, судя по взаимоотношениям этих новообразований, явления милонитизации повторялись неоднократно.

Бластомилониты широко развиты вдоль контакта с енисейским метаморфическим комплексом и лучше всего изучены в береговых обнажениях Енисея ниже устья р. Посольной. Выше уже указывалось, что пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые породы этого участка, вообще сильно давленные, в пределах сравнительно узких зон превращены в своеобразные тонкозернистые и тонкополосчатые бластомилониты.

В бластомилонитах пироксен-плагиоклазовых пород можно различать несколько стадий процесса.

На первой стадии за счет крупнозернистых пироксен-плагиоклазовых пород получаются мелкозернистые с линзовидно-полосчатой текстурой. Ортопироксен обыкновенно образует крупные обтертые линзовидные порфирокласты с характерными «хвостами» и оболочкой мелких гранобластических зерен того же минерала. Плагиоклазы гранулируются гораздо сильнее, и крупных их зерен осталось мало. Мелкозернистый гранобластический агрегат плагиоклаза, иногда с примесью диопсида, вытягивается полосами между линзами ортопироксена. Деформация в виде изгибания кристаллов и волнистого погасания наблюдается только в порфирокластах, мелкозернистый же гранобластический материал выглядит совершенно свежим и не несет признаков давления. Изменение первичной породы здесь, очевидно, выразилось только в избирательном раздроблении (ортопироксен оказывается наиболее прочным к механическому разрушению минералом) с последующей перекристаллизацией тонко раздробленного материала и приобретением гранобластических структур.

На следующей стадии, которая может быть развита в пределах той же зоны милонитизации на расстоянии 10—20 см от милонитов первой стадии внутри мощного горизонта пироксен-плагиоклазовой породы, наблюдаются уже не только дробление и перекристаллизация, но и появ-

ление новообразований красного граната и биотита, совершенно отсутствующих в немилонитизированных пироксен-плагноклазовых породах. На этой стадии бластомилонит принимает характер тонкозернистого полосчатого пироксен-гранат-плагноклазового кристаллического сланца, весьма напоминающего известные саксонские основные гранулиты. Под микроскопом в породе наблюдается идеально гранобластическая структура, полосчатая и линзовидная текстура, выражающаяся в чередовании полосок и линзочек различного состава; состоит она из плагноклаза, диопсида, гиперстена, граната и биотита, к которым иногда примешивается и некоторое количество зеленой роговой обманки.

В пределах тех же зон милонитизации наблюдаются тонкие (10—20 см, иногда до 1 м) пропластки черно-зеленых массивных, но полосчатых тонкозернистых пород роговикового облика, отличающихся от предыдущего типа развитием значительного количества зеленой обыкновенной роговой обманки. Такие породы состоят уже из гранобластического агрегата плагноклаза, розового граната, зеленого амфибола, биотита; пироксены же в них иногда имеются в небольшом количестве, иногда отсутствуют. Породы эти вполне заслуживают названия гранатовых амфиболитов. Они, между прочим, почти не отличимы от некоторых типов амфиболитов енисейского комплекса.

Судя по условиям залегания, все эти типы бластомилонитов образовались за счет пироксен-плагноклазовых пород канского комплекса. Изменения последних выразились не только в развальцовывании и перекристаллизации, но и в появлении новых минеральных ассоциаций (плагноклаз + гранат + диопсид, и даже плагноклаз + гранат + амфибол), совершенно не свойственных канскому комплексу, но очень обыкновенных и даже типичных для енисейского. Здесь мы имеем яркий пример регрессивного метаморфизма с приобретением черт фации гранатовых амфиболитов, по Д. С. Коржинскому [1937, 1940], или амфиболитовой фации, по П. Эскола [1936].

Чем вызван этот регрессивный метаморфизм?

Минеральные ассоциации, характерные для канского комплекса, устойчивы только при определенных, в общем очень высоких температурах и давлении. При низких значениях этих параметров ассоциации эти неустойчивы, но сохраняются очень долгое время, находясь в ложном равновесии благодаря их химической инертности и бесконечно малой «скорости реакций между компонентами» [Харкер, 1937]. Разрушить эти ложноравновесные ассоциации и создать новые можно только энергичным вмешательством какого-то постороннего агента — магматических эманаций и т. д. В нашем случае этим агентом оказались энергичные тектонические движения, вызвавшие милонитизацию пироксен-плагноклазовых и гранат-полевошпатовых пород. Тонко размолотый материал зон милонитизации оказался уже податливей к созданию новых равновесий в изменившихся физико-химических условиях, и в нем появились новые минеральные ассоциации. Поразительное сходство минеральных ассоциаций этих бластомилонитов с ассоциациями, типичными для более молодого верхнеархейского енисейского метаморфического комплекса, по-видимому, не случайно. Нужно думать, что милонитизация пород канского комплекса обусловлена теми движениями, которые вызвали складчатость в толщах верхнего архея, и что процесс формирования бластомилонитов синхронен метаморфизму енисейского комплекса. Предположение это подтверждается и развитием бластомилонитов преимущест-

венно вдоль контактов пород канского и енисейского комплексов, где, естественно, древние толщи оказались сильнее всего затронутыми движениями соответственной фазы тектогенеза.

Меньший интерес представляют blastsмилониты гранатовых гнейсов. Это — сланцеватые светлые породы, всегда с резко выраженной очковой текстурой, причем порфироокласты с характерными хвостами, вытягивающимися по сланцеватости, представлены в них красным гранатом и водяно-прозрачным полевым шпатом с диаметром зерен до 2—3 см. Под микроскопом устанавливается, что порфироокласты принадлежат ортоклазу и гранату; очень редко в качестве порфироокластов выступает плагиоклаз. Порфироокласты иногда изогнуты и раздроблены, нередко растянуты в линзы гранобластического мелкозернистого агрегата, в центре которых сохраняется остаток порфироокласта. Гранат всегда раздроблен сильнее и ясно замещен бурым биотитом. Основная масса обладает мелкозернистой гранобластической структурой (т. е. вполне перекристаллизована) и состоит из кварца, плагиоклаза, граната, биотита и небольшого количества ортоклаза. Отдельные минералы, особенно кварц, вытягиваются вдоль сланцеватости полосками — «тяжами», идущими нередко через весь шлиф. От граната отходят «хвосты», обогащенные биотитом.

Милонитизация здесь также сопровождалась перекристаллизацией, но минеральные ассоциации гранатовых гнейсов оказываются устойчивыми и в изменившихся условиях, хотя состав граната, по-видимому, меняется, судя по изменившемуся показателю преломления, $n = 1,826$ вместо 1,777 в исходной породе.

Изучение blastsмилонитов различного состава и различных типов позволяет сделать некоторые общие выводы относительно степени прочности, или сопротивляемости различных минералов механическому истиранию в процессе милонитизации. Намечается такой ряд убывающей прочности: ортоклаз → гранат → ортопироксен → клинопироксен → → плагиоклаз → кварц. Наблюдения показывают, что порфироокластическая структура всегда резче выражена в милонитах гранат-полевошпатовых пород, чем в милонитах пород пироксен-плагиоклазовых. В первых из них в порфироокластах имеется преимущественно ортоклаз и гранат, но участие этих минералов в мелкозернистой гранобластической основной массе не является одинаковым — гранат в ней более обыкновенный компонент, чем ортоклаз; плагиоклаз в порфироокластах наблюдается очень редко, а кварц — никогда, зато в базисе они выступают как главные минералы. В милонитах пироксен-плагиоклазовых пород порфироокласты принадлежат главным образом ортопироксену и очень редко — клинопироксену, плагиоклаз же в составе порфироокластов никогда не наблюдался. Нужно оговориться, впрочем, что не исключена возможность роста порфироокластов (тогда их следует назвать уже порфиробластами) в процессе формирования blastsмилонитов.

Следует отметить, что среди пород канского комплекса встречаются кое-где узкие зоны милонитизации, сложенные тонксланцеватыми породами, имеющими состав и облик кварцево-биотитовых или хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев, т. е. породами, имеющими уже филлонитовый характер. Такого сорта зоны милонитизации или совпадают с общим простираанием комплекса, или ориентируются в северо-восточном направлении. Возникли они, очевидно, значительно позже зон ультра- и blastsмилонитов.

Мигматиты и другие продукты инъекционно-контактового метаморфизма. Породы канского комплекса уже после завершения основного метаморфизма неоднократно подвергались воздействию со стороны ряда разновозрастных интрузий, причем почти каждая из них вызывала особый тип метаморфизма.

Повторный метаморфизм кристаллических сланцев канского комплекса, обусловленный Таракской гранитогнейсовой интрузией, выражается в интенсивной артеритовой инъекции и в превращении гранатовых и гиперстеновых гнейсов в биотитовые гнейсы, иногда с кордиеритом, а пироксен-плагиоклазовых пород в амфиболиты и амфибол-биотитовые гнейсы.

Посольненская гнейсогранитная интрузия представлена главным образом мигматитовыми гранитами и мигматитами; с ней же генетически связаны слюдоносные пегматиты. Породы канского метаморфического комплекса в пределах довольно широкого контактового ореола испытывают повторный метаморфизм, выражающийся в развитии биотит-плагиоклазовых гнейсов и плагиоклазовых, иногда плагиоклаз-гранатовых амфиболитов за счет гранатовых и гиперстеновых гнейсов и пироксен-плагиоклазовых пород. Ближе к гранитному плутону наблюдается энергичная метасоматическая фельдшпатизация, хотя нужно сказать, что мигматитовые поля наблюдались и вне видимой связи с гранитным плутоном.

Формация слюдоносных пегматитов, очевидно, генетически связанная с посольненской интрузией, также вызывает повторный метаморфизм вмещающих кристаллических сланцев канского комплекса, выражающийся преимущественно в биотитизации граната и амфиболизации пироксенов. Например, в Баргинском (Канском) слюдяном месторождении пегматитовые жилы залегают в гранатовых гнейсах и пироксен-плагиоклазовых породах и всегда, как чехлом, облекаются биотитовыми, реже роговообманковыми, гнейсами.

Нижнеканская гранитная интрузия характеризуется слабым проявлением инъекционного метаморфизма, незначительной шириной контактовой зоны. Гранатовые гнейсы в самом контакте фельдшпатизированы с развитием микроклина, причем гранат в них замещен агрегатом зеленого биотита и кварца, а плагиоклаз — мусковитом. Дальше от контакта воздействие гранитной интрузии сказывается в более или менее полном замещении граната и гиперстена зеленым биотитом с образованием полных псевдоморфоз.

Белогорская гранитная интрузия вызывает в породах канского комплекса примерно такого же характера изменения. Гранатовые гнейсы превращаются в биотитовые, причем главным изменением породы опять-таки является замещение граната зеленым биотитом. Пироксен-плагиоклазовая порода того же комплекса превращена в амфиболит, состоящий из гранобластического агрегата плагиоклаза и псевдоморфоз синезеленого уралита по пироксену.

Таким образом, нижнепротерозойские Посольненская и Нижнеканская интрузии и связанные с ними пегматиты также разрушают минеральные ассоциации, характерные для канского комплекса, и создают новые. Неустойчивыми в новой обстановке оказываются гранат и пироксен, которые заменяются здесь биотитом и роговой обманкой, обыкновенной или щелочной. В зонах инъекции часто встречаются амфиболиты и амфиболовые гнейсы, богатые красным гранатом, но гранат этот не является реликтовым, а представляет собою новообразование, ибо условия залега-



Рис. 10. Образование граната и магнетита на границах ортопироксена с плагиоклазом. Пироксен-плагиоклазовая порода. Р. Енисей, обр. 3876/1938. Николи ||, увел. 11. Зарисовка с микрофотографии.

ния и наличие переходов показывают, что подобные гранатовые амфиболиты образуются за счет пироксен-плагиоклазовых пород.

Выше уже отмечалось, что в пироксен-плагиоклазовых породах по Енисею, в частности в катаклазированных их разностях, часто появляется вторичный гранат с $n = 1,772$, располагающийся венчиком вокруг зерен ортопироксена на границе с плагиоклазом и обычно ассоциирующий с магнетитом (рис. 10). Примерно ту же картину мы видим и в некоторых разностях бластомилонитов, состоящих из плагиоклаза, граната и диопсида и образовавшихся за счет пироксен-плагиоклазовых пород. В тех участках мощной толщи последних, где наблюдаются редкие плагиогранитные секущие дайки и редкая послойная инъекция гранитного материала, метаморфизм идет дальше — за счет диопсида преимущественно образуется густоокрашенная оливково-зеленая роговая обманка, и пироксен-плагиоклазовая порода превращается в массивный или сланцеватый пироксен-гранатовый амфиболит с густо-красным гранатом, кварцем и значительным количеством рудной примеси. Наконец, в участках, сильно мигматизированных, мы наблюдаем, вероятно, в результате приноса значительного количества щелочей развитие обильного бурого биотита за счет граната и амфибола, причем в этом случае одновременно уве-

личивается количество плагиоклаза п кварца, и порода превращается в биотит-гранатовые или биотит-амфиболовые гнейсы, очень богатые слюдой. Наличие подобных переходов показывает, что весь этот повторный метаморфизм в основном обусловлен эманационной деятельностью более молодых, чем канский комплекс, кислых интрузий.

В средней части Южно-Енисейского кряжа, в бассейнах рек Юдиной, Посольной и Шилки, повторный метаморфизм пользуется региональным распространением, вероятно, в связи с тем, что здесь ясно устанавливаются следы по крайней мере двух периодов магматической инъекции, разделенных перерывом. В общем этот сложный повторный метаморфизм здесь настолько силен, что им совершенно стерты характерные черты первичных кристаллических сланцев канского комплекса, которые в конце концов превращены в разнообразные мигматиты, биотит- или амфибол-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты, почти не отличимые от аналогичных пород так называемого енисейского метаморфического комплекса. Благодаря этому обстоятельству и границы между этими двумя комплексами в юго-западной части Южно-Енисейского кряжа проведены условно.

Глава 2

КОМПЛЕКС БИОТИТ-ПЛАГИОКЛАЗОВЫХ ГНЕЙСОВ И АМФИБОЛИТОВ (енисейский метаморфический комплекс)

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Вдоль западной окраины Южно-Енисейского кряжа, главным образом в разрезах по Енисею, довольно широким развитием пользуется толща кристаллических сланцев, сложенная в основном мелкозернистыми сланцеватыми биотит-плагиоклазовыми гнейсами и плагиоклазовыми амфиболитами с редкими и тонкими прослоями полевошпатowych кварцитов, а также силикатовых мраморов и доломитов. Среди этих кристаллических сланцев местами наблюдаются мелкие послойные, реже секущие интрузии гранитов, аплитов и пегматитов, сопровождающиеся широкими мигматитовыми полями, испытавшие после своего образования перекристаллизацию с образованием ортогнейсов. Кое-где все перечисленные образования подверглись новому инъекционному метаморфизму со стороны Посольненской (нижнепротерозойской) гнейсогранитной интрузии, пневматолитическому метаморфизму со стороны слюдоносных пегматитов и ороговикованию в контактах с нижнеканскими гранитами.

По петрографическому составу все эти кристаллические сланцы можно подразделить на следующие группы: биотит-плагиоклазовые, биотит-гранатовые и биотит-эпидот-плагиоклазовые гнейсы, пара- и ортоамфиболиты, силикатовые мраморы и доломиты, ортогнейсы и древние мигматиты.

Все эти образования несмотря на различный их состав, происхождение и возраст испытали в общем одинаковый метаморфизм и несут совершенно ясные черты амфиболитовой фации. Кроме того, среди кри-

таллических сланцев встречаются милониты и диафориты различных пород и продукты повторных местных (инъекционного, пневматолитического и контактового) метаморфизмов.

Эта толща кристаллических сланцев и по внешнему облику, и по характерным минеральным ассоциациям очень резко отличается и от описанного только что канского метаморфического комплекса, и от филлитов, кварцитов, актинолитовых и слюдяных сланцев нижнего протерозоя (см. ниже). Поэтому еще после работ 1937 г. она была выделена в качестве самостоятельной стратиграфической единицы — енисейской метаморфической формации. В настоящее время, после повторных полевых наблюдений и более детальной петрографической обработки материала, выяснилось, что толщу биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов следует рассматривать как комплекс сложно и примерно одинаково метаморфизованных пород, в котором в процессе метаморфизма оказались совершенно стертými все признаки исходного материала. Имеются основания думать, что эти кристаллические сланцы амфиболитовой фации частично образовались за счет более древних кристаллических сланцев канского комплекса при повторном их метаморфизме, частично же за счет какой-то осадочной глинисто-мергелистой толщи, более молодой, чем канский комплекс, причем основным возбудителем этого метаморфизма явилась инъекция ортогнейсов и древних мигматитов. Очевидная разновозрастность исходного материала и вместе с тем невозможность пространственного разграничения продуктов метаморфизма различных по возрасту осадочных и более древних кристаллических формаций заставляют меня объединить эту группу метаморфических пород в особый **енисейский метаморфический комплекс**, вкладывая в это название не стратиграфическое, а чисто петрографическое содержание. Таким образом, под этим наименованием описана группа кристаллических сланцев, характеризующаяся минеральными ассоциациями амфиболитовой фации, но образовавшаяся за счет различного по возрасту исходного материала. Впрочем, мне кажется, что возраст кристаллических сланцев вообще должен определяться временем главного их метаморфизма (т. е. временем, когда они приняли свой современный облик), а не возрастом исходного материала. В пределах области, выделенной как енисейский метаморфический комплекс, намечаются две полосы кристаллических сланцев амфиболитовой фации, несколько отличающихся друг от друга. Восточная полоса, прилегающая к области развития пород канского комплекса, сложена преимущественно биотит-плагиоклазовыми и биотит-гранат-плагиоклазовыми гнейсами, массивными черными амфиболитами и силикатовыми мраморами и пересечена многочисленными дайками древних амфиболитизированных диабазов. В пределах этой полосы иногда наблюдаются еще амфиболиты с реликтовым пироксеном, биотит-гранатовые гнейсы, несколько похожие на бластомилониты гранатовых гнейсов канского комплекса. В западной полосе, прослеживающейся только в разрезах по Енисею от устья р. Кимбирки и до половины расстояния между реками Юдиной и Посольной, преобладают сланцеватые иногда тонкослоистые пара- и ортоамфиболиты. Биотит-плагиоклазовые гнейсы распространены здесь мало, совсем нет даек древних диабазов. Возможно, что породы этой полосы образовались за счет более молодой осадочной толщи, пронизанной основными интрузиями. Эти две полосы кристаллических сланцев разделены довольно широкой, километра два мощности,

зоной развития ясных диафторитов, представленных эпидото-хлоритовыми и слюдяными сланцами.

Простирание гнейсо-амфиболитовой толщи северо-западное, причем она собрана в крупные, сравнительно простые складки. Падения крыльев складок иногда крутые, иногда пологие. Местами наблюдалось опрокидывание складок на юго-запад. В большинстве же случаев кристаллизационная сланцеватость совершенно затушевала первичную слоистость.

Таким образом, биотит-плагиоклазовые гнейсы и амфиболиты являются главными компонентами енисейского метаморфического комплекса. Чаще мы наблюдаем переслаивание гнейсов и амфиболитов, причем мощность пачек тех или других обычно колеблется в пределах нескольких или десятков метров. Исключительно редко среди сланцеватых амфиболитов наблюдались тонкие правильные пропластки кварцито-гнейсов (в западной полосе), а среди биотит-плагиоклазовых гнейсов — тонкие (около 1 м, реже до 10 м) горизонты силикатовых мраморов и доломитов. Очень часто гнейсы и амфиболиты оказываются пронизанными телами гранитоидов и почти всюду сильно мигматизированными. Как уже отмечено, среди них четко выделяются два типа мигматитов. Древние мигматиты, позже милонитизированные и перекристаллизованные, распространены почти регионально. При инъекции их в биотитовые гнейсы наблюдается развитие микроклина, мусковита, иногда граната и ортита. При инъекции в амфиболиты последние энергично биотитизируются и переходят в темные, очень богатые биотитом гнейсы. Мигматиты по-сольненских гранитов наблюдаются редко. В контактовых зонах слюдоносных пегматитов гнейсы и амфиболиты испытывают сильную мусковитизацию, и иногда в них развиваются кроме того турмалин, ортит, силлиманит и т. д.

ГНЕЙСЫ

Биотит-плагиоклазовые гнейсы. Наиболее распространенные разновидности биотит-плагиоклазовых гнейсов представляют собой тонкозернистые слоистые породы, в которых слоистость обуславливается чередованием тонких существенно биотитовых прослоек с более толстыми прослоями кварц-полевошпатового состава. В штуфе и под микроскопом почти всегда видны залеченные перекристаллизацией следы милонитизации в виде линзовидных порфиробластических структур. Состоят эти породы преимущественно из гранобластического агрегата кварца и плагиоклаза, к которым в значительно меньшем количестве примешиваются биотит, иногда микроклин, гранат, мусковит, эпидот, сфен, а также примеси — циркон, апатит, рудные.

Кварц является преобладающим минералом. Он образует неправильной формы зерна с облачным угасанием, очень часто раздробленные.

Плагиоклаз в большинстве случаев представлен олигоклазом (27—32% An — угасание в направлении [100] порядка +10 и +16°), большей частью свежий, однородный или слегка серицитизированный.

Биотит с плеохроизмом в зеленых или зелено-бурых тонах располагается параллельными лентами, чем и обуславливается гнейсовидность породы. Иногда в параллельном срастании с биотитом наблюдается мусковит. Плеохроичные ореолы вокруг кристалликов циркона обыкновенны. Иногда биотит хлоритизирован.

Мусковит является непостоянным компонентом биотит-плагиоклазового гнейса и распространяется преимущественно в зонах проявления артеритовой инъекции, а также около секущих и послонных пегматитовых жил.

Микроклин также редок и если проявлен, то в небольшом количестве.

Химический состав типичного биотит-плагиоклазового гнейса (см. табл. 1, ан. 16) достаточно убедительно говорит об осадочном происхождении гнейса (об этом см. ниже).

Биотит-гранатовые гнейсы. С обычными серыми биотит-плагиоклазовыми гнейсами переслаиваются пачки темно-серых или почти черных гнейсов, очень богатых биотитом, причем одновременно в них появляется и незначительная примесь красного граната альмандинового состава с $n = 1,826$. Благодаря обилию биотита в них очень резко выражена сланцеватая текстура и в образце кроме биотита различимы бывают только мелкие порфиобласты граната и мелкие линзочки плагиоклаза. Под микроскопом устанавливается резко проявленная лепидобластическая структура, обусловленная параллельным расположением обильного биотита, плеохроирующего в бурых или зелено-бурых тонах. Гранат в шлифе ясно розовый, обычно с включениями кварца. Плагиоклаз более кислый, чем в биотит-плагиоклазовых гнейсах; распространен преимущественно в виде мелких порфиобластов, погруженных в мелкозернистый агрегат кварца и биотита. Примеси те же — апатит, циркон, рудные.

Гранатовые и безгранатовые разности биотит-плагиоклазовых гнейсов постоянно и тонко переслаиваются друг с другом, не обнаруживая никакой зависимости от присутствия или отсутствия пегматитовой инъекции. Следовательно, различия в составе гнейсов объясняются только различиями в составе исходного материала.

Это подтверждается и данными химического анализа. Анализированы два образца переслаивающихся гнейсов (см. табл. 1, ан. 17 и 18): светлого мелкозернистого полосчатого биотит-плагиоклазового (ан. 17), довольно типичного для енисейского комплекса, и совершенно черного биотит-гранатового (ан. 18). Первый из них состоит из преобладающих кварца и плагиоклаза (30—32% An), образующих гранобластический агрегат; бурый биотит наблюдается в подчиненном количестве, иногда содержит включения сфена и циркона; в качестве примесей — апатит и рудные. Во втором резко выражена лепидобластическая структура, обусловленная параллельным расположением обильного бурого биотита; преобладающими компонентами здесь являются плагиоклаз (25—28% An) и биотит; кварца немного; немного и розового в шлифе граната, образующего не крупные порфиобласты и имеющего почти чисто альмандиновый состав, судя по показателю преломления $n = 1,826$.

Оба гнейса несомненно являются продуктами метаморфизма осадочных пород, о чем, впрочем, достаточно ясно говорит и правильная их переслаиваемость. Сильно повышенное в этой породе содержание щелочей, магния и железа, а также глинозема говорит о существенно глинистом составе исходного материала.

Силлиманит-гранатовые гнейсы. Изредка, обычно в сильно мигматизированных участках или в контактах с послонными пегматитовыми жилами, встречаются биотит-гранатовые гнейсы с силлиманитом, макроскопически неотличимые от описанного типа биотит-гранатовых гнейсов. Они характеризуются также очень значительным содержанием слюды, резко проявленной сланцеватостью и наличием мелких порфиобластов

граната. Только под микроскопом устанавливается присутствие небольшого количества волокнистого силлиманита, ассоциирующего с биотитом. Нет сомнения, что силлиманит-гранатовые гнейсы также являются продуктами метаморфизма глинистых осадков, но появление силлиманита, по-видимому, обуславливается не повышенным содержанием глинозема в первичной породе, а связывается с контактовым воздействием пегматитовых инъекций.

Биотит-эпидот-плагноклазовые гнейсы. Кроме описанных биотит-плагноклазовых и биотит-гранатовых парагнейсов, пользующихся наиболее широким распространением, изредка в области развития пород енисейского метаморфического комплекса встречаются гнейсы и другого типа. В разрезах по Енисею выше устья р. Юдинки иногда наблюдаются пачки темно-серого биотит-эпидот-плагноклазового гнейса. Здесь мы видим те же минеральные ассоциации, что и в обычном типе биотит-плагноклазового гнейса, но эпидот в них играет роль уже существенной составной части. Под микроскопом в таком гнейсе обнаруживается обычная линзовидная бластомилонитовая структура. Обтертые линзовидные порфиробласты принадлежат олигоклазу и содержат включения кварца. Бурый биотит располагается потоками, образуя чешуйчатые, облекающие формы. Кварц вместе с биотитом принимает участие в сложении мелкозернистой массы. Очень обильный эпидот образует крупные идиоморфные зерна, содержит большое количество включений кварца. Зерна эпидота располагаются часто поперек сланцеватости и, очевидно, формировались после милонитизации, в статической обстановке. В качестве примеси наблюдаются крупные зерна сфена и апатит. Судя по минералогическому составу, гнейсы эти образовались за счет песчано-глинистых и слегка известковистых пород.

Биотит-амфиболовые гнейсы. Среди амфиболитов иногда наблюдаются согласно залегающие пачки биотит-амфиболовых гнейсов. В них зеленая обыкновенная роговая обманка образует крупные синовидные порфиробласты и скелетные формы в массе мелкозернистого гранобластического агрегата, состоящего из кварца, олигоклаза, биотита и эпидота. Последний образует и здесь довольно крупные зерна и иногда содержит ортитовое ядро. Примеси — сфен и апатит.

Наконец следует отметить, что в зонах послойных пегматитовых инъекций, пронизывающих толщу амфиболитов, развиваются вместо последних меланократовые биотитовые гнейсы, состоящие из плагноклаза, микроклина, кварца, буро-зеленого биотита, эпидота и иногда ортита и сфена. Породы эти, вероятно, представляют собой продукт начальной стадии мигматизации амфиболитов. Кроме того, гнейсо-амфиболитовая толща местами пронизана довольно обильными жилами мусковитовых и турмалиновых пегматитов, генетически связанных уже с Посольненской гнейсо-огранитной интрузией. Пегматиты эти вызывают в прилегающих гнейсах резко проявляющийся повторный метаморфизм. Последний выражается в развитии мусковита за счет полевых шпатов и биотита, в общей перекристаллизации породы с увеличением зерна, в появлении таких минералов, как турмалин, силлиманит, гранат и т. д., причем биотит-плагноклазовые гнейсы в результате превращаются в кварцево-мусковитовые сланцы, несущие большую или меньшую примесь указанных минералов.

Плагинклазовые параамфиболиты. Наиболее распространен тип черно-зеленых средне- или мелкозернистых ясно сланцевых пород с прекрасно развитой волокнистой структурой, обусловленной параллельным расположением волоконцев амфибола. Состоят они существенно из обыкновенной роговой обманки, плагинклаза и кварца, к которым почти всегда примешивается эпидот, а также зерна сфена, циркона и рудного минерала. В качестве вторичных продуктов наблюдались хлорит и карбонаты.

Обыкновенная роговая обманка является преобладающим минералом сланцеватых амфиболитов. Она образует стебельчатые или изометричные кристаллы, иногда переполненные включениями кварца. Во всех случаях в ней наблюдается одинаковый плеохроизм: *Ng* — сине-зеленый, *Np* — зеленовато-желтый. Угол угасания до 22°.

Плагинкраз (55—60% *Ap*) количественно подчинен амфиболу, обычно однороден и совершенно свеж.

Кварц присутствует почти всегда в количестве до 5—10%. Причем распространен он главным образом в виде включений в амфиболе.

Эпидот является постоянным и существенным компонентом породы, входит равноправным членом в состав гранобластического агрегата в виде крупных призматических кристаллов.

В качестве примесей в том или ином количестве всегда почти присутствуют ильменит или титаномагнетит, а также сфен, апатит, рутил. Иногда амфиболит рассекается жилочками, вдоль которых развивается бледно-зеленый хлорит и карбонат.

Породы эти, по-видимому, являются существенно парасланцами, так как обладают ясной слоистостью, и в крупных обнажениях постоянно можно наблюдать их переслаиваемость с описанными выше гнейсами, причем ни в одном случае не наблюдалось секущих контактов сланцеватого амфиболита с гнейсом.

В одном обнажении (1199/1937) была отмечена тонкая и частая переслаиваемость подобных сланцеватых амфиболитов с светло-серыми сланцеватыми кварцитовидными породами, состоящими из мелкозернистого гранобластического агрегата резко преобладающего кварца с примесью зерен кислого плагинклаза, причем среди этого кварцево-плагинклавового агрегата, вытягиваясь полосками, располагаются: магнетит, бурый биотит, эпидот (в крупных стрелчатых кристаллах) и розовый гранат.

Химически проанализированный сланцеватый амфиболит (см. табл. 1, ан. 19) состоит из светло-зеленой обыкновенной роговой обманки (60—70%), кварца (до 10—15%) и основного плагинклаза (лабрадора, судя по углам угасания) в количестве, несколько превышающем количество кварца. В качестве примесей наблюдаются отдельные зерна эпидота и цоизита, а также циркона, сфена и магнетита.

В другом случае (обн. 262/1938) в разрезе по Енисею между реками Кимбиркой и Юдиной выступает очень тонкослоистая порода, в которой простым глазом различается правильное чередование тонких (мощностью 1—3 мм) черных, богатых амфиболом прослоек и более толстых (до 10 мм) зеленоватых. Под микроскопом устанавливается гранобластическая структура и тонкая слоистость. Чередуются слои, состоящие из преобладающей обыкновенной роговой обманки, основного плагинклаза и эпидота с прослоями из диопсида, образующего относительно крупные зерна, к которому только примешиваются зернышки эпидота и плагин-

клаза. Эпидот здесь частью замещает диопсид, проникая в него по трещинкам, а также образует крупные ситовидные зерна с массой включений плагиоклаза, роговой обманки и диопсида.

Плагиоклазовые ортоамфиболиты и амфиболовые ортогнейсы. В составе гнейс-амфиболитовой формации встречаются, однако, и другого типа амфиболиты, частью амфиболовые гнейсы, являющиеся, по-видимому, продуктом глубокого метаморфизма изверженных пород диоритового состава. Такие ортоамфиболиты образуют, например, мощное тело, обнажающееся по правому берегу Енисея между р. Юдиной и Луговской верфью. Они отличаются крупным или средним зерном, зеленовато-серой окраской и слабо выраженной сланцеватой текстурой. Микроскоп обнаруживает в них крупнозернистый гранобластический агрегат преобладающего плагиоклаза, обыкновенной роговой обманки, бурого биотита, кварца и эпидота. Плагиоклаз (32—36% *An*) образует изометричные крупные зерна, по краям гранулированные и содержащие включения кварца и призматические зерна эпидота. Роговая обманка (с плеохроизмом: *Ng* — сине-зеленый; *Nm* — желто-зеленый; *Np* — желтый) входит в состав породы в количестве, не превышающем 25—30%. К ней примешивается и, очевидно, за счет ее образуется небольшое количество бурого биотита. Кварц в мелких гранобластических зернах присутствует в очень незначительном количестве (2—3%). Эпидота довольно много, причем рассеян он в поле шлифа неравномерно — кучками. В качестве примесей наблюдаются рудный минерал, сфен и биотит. Как можно видеть, качественный минералогический состав ортоамфиболитов тот же, что и состав параамфиболитов, но количественные отношения здесь совершенно иные — ортоамфиболиты прежде всего характеризуются решительным преобладанием плагиоклаза (между прочим, значительно более кислого, чем в параамфиболитах) над роговой обманкой.

Судя по химическому составу проанализированного образца (см. табл. 1, ан. 20), ортоамфиболит обладает ясными признаками химизма диоритовых пород и занимает как бы промежуточное положение между нормальными диоритами и габбро-диоритами.

В пределах этого же амфиболитового тела встречаются и еще более кислые разности, дающие уже переходы к амфиболовым гнейсам. Некоторые из них содержат до 20% кварца, сравнительно немного обыкновенной роговой обманки, обильный эпидот в крупных зернах, но плагиоклаз (30—35% *An*) все же является преобладающим компонентом. Такие амфиболовые гнейсы, по-видимому, образовались за счет кварцевых диоритов. Очевидно, еще до основного метаморфизма енисейского комплекса он был пронизан согласными несколько дифференцированными диоритовыми интрузиями.

Амфиболиты восточной полосы. Несколько иного типа амфиболиты распространены в пределах восточной полосы развития енисейского комплекса. Они здесь также переслаиваются с биотит-плагиоклазовыми гнейсами, но встречаются значительно реже, чем в западной полосе. В большинстве случаев их отличают более массивное сложение, черная окраска, гранобластические, а не волокнистые структуры. Имеются некоторые отличия и в минералогическом составе. Прежде всего роговая обманка в этих амфиболитах гуще окрашена с несколько иными цветами плеохроизма: *Ng* — зеленый или оливково-зеленый, *Nm* — желтовато-зеленый, *Np* — зелено-желтый (при этом синеватых оттенков по оси *Ng* в ней обычно нет). Наряду с роговой обманкой часто появляется бурый

биотит, развивающийся по роговой обманке. Плагноклаз обычно довольно кислый (от 35 до 45% An). Количество кварца не превышает 5—10%. Эпидот редок. Рудные примеси обычно отсутствуют. Сфен обилен. В некоторых разностях появляется красный в шлифе гранат с $n = 1,777$ и голубоватый моноклинный пироксен, более или менее энергично замещающийся роговой обманкой.

Пироксен-гранатовые амфиболиты. Особо следует остановиться на оригинальных пироксен-гранатовых амфиболитах, которые наблюдались в виде секущих даек в разрезах по Енисею между р. Посольной и Казачинским порогом. Мощность даек колеблется от 2 м до нескольких десятков. Простирание даек северо-восточное, иногда меридиональное.

Петрографический облик этих пород достаточно своеобразен. Во всех шлифах наблюдались идеально гранобластические структуры, иногда слабо выраженная полосчатость, обусловленная чередованием амфиболовых и гранат-полевошпатовых полосок. Зерно обычно мелкое, сложение массивное и кристаллизационная сланцеватость не проявлена совсем. Минералогический состав очень характерен и постоянен. Его представляют: обыкновенная роговая обманка с плеохроизмом от оливково-зеленого (по Ng) до зелено-желтого (по Np); клинопироксен, ясно окрашенный в шлифе в голубовато-серый цвет, но не плеохроирующий, с углом угасания с $Ng = 45^\circ$; гранат в виде мелких идиоморфных шести- и восьмигранных зернышек с включениями кварца, окрашенный в шлифе в красноватый цвет, с $n = 1,836$; свежий плагноклаз (45% An, судя по углу угасания 25° в направлении $[100]$); кварц в самостоятельных зернах и в виде включений в роговой обманке и гранате; немного рудного минерала в округленных зернышках.

Количественный минералогический состав пироксен-гранатовых амфиболитов изменяется в следующих пределах (данные по трем образцам 3816/1938, 367a/1938, 361/1938 в объем. %, соответственно): роговая обманка + рудный — 52,4; 69,1; 23,8; гранат — 12,7; 13,0; 19,1; пироксен — 11,4; 4,2; 29,3; плагноклаз — 8,3; 13,0; кварц — 15,2; 7,3; плагноклаз + кварц — 27,8 (обр. 361).

По своему химизму (см. табл. 1, ан. 21) этот амфиболит наиболее близок к нормальному габброидному типу, но отклонения весьма велики. Условия залегания не позволяют сомневаться в изверженном происхождении пироксен-гранатовых амфиболитов. Кроме того, дайки пироксен-гранатовых амфиболитов секут вкрест простирания бластомилониты гранатовых гнейсов и пироксен-плагноклазовых пород, следовательно, инъекция основной магмы имела место не только после формирования кристаллических сланцев канского комплекса, но и после проявления в них зон милонитизации. По всей вероятности, эти дайковые образования генетически связаны с ортоамфиболитами енисейского комплекса и испытали общий с ними метаморфизм.

Выше упоминалось, впрочем, что в результате повторного метаморфизма пироксен-плагноклазовые породы канского комплекса превращаются в амфиболиты, иногда гранатые и пироксен-гранатые. Последние от пироксен-гранатовых амфиболитов секущих даек отличаются только более или менее резко выраженной кристаллизационной сланцеватостью; минералогический же состав тех и других совершенно подобен. Очевидно, минеральные ассоциации амфиболитов определяются исключительно физико-химическими условиями метаморфизма и химизмом исходного матернала.

Уже отмечалось, что среди биотит-плагиоклазовых гнейсов нередко встречаются тонкие прослои грубозернистых мраморов или доломитов, иногда чистых или с графитом, иногда же содержащих более или менее значительную примесь силикатов. Приведу несколько примеров.

В обнажениях правого берега Енисея против дер. Симоновщина можно хорошо наблюдать переслаивание биотит-гранатовых гнейсов (с силлиманитом) и силикатового мрамора, содержащего многочисленные включения скаполита, диопсида, тремолита, клиноцоизита, плагиоклаза и микроклина. В другом прослое мрамора наблюдалась примесь форстерита, диопсида и флогопита.

По р. Шумихе в гнейсах, обильно пронизанных пегматитами, имеется прослоек розовато-зеленой скаполит-диопсидовой породы, обладающей гранобластической структурой. Вероятно, это также продукт метаморфизма нечистого известняка.

В 0,5 км от устья по р. Юдиной среди биотит-плагиоклазовых гнейсов зарегистрированы два прослоя мощностью до 5 м грубозернистого мрамора с плагиоклазом, слюдой, апатитом и графитом. Мрамор здесь разрабатывается для обжига на известь. Прослой слюдистого мрамора мощностью 10—15 м залегает среди гнейсов по левому берегу Енисея сразу выше дер. Залив. В свалах мраморы зарегистрированы в пределах области распространения енисейского метаморфического комплекса также в нижних течениях рек Бобровки и Малой Кузеевск.

ОРТОГНЕЙСЫ И ДРЕВНИЕ МИГМАТИТЫ

Описанная гнейсо-амфиболитовая толща местами пронизана мелкими телами гранитоидов, а также испытала довольно интенсивный и почти региональный инъекционный метаморфизм. После своего формирования и гранитоиды, и мигматиты были раздроблены и перекристаллизованы, и в настоящее время представлены уже, по существу, кристаллическими сланцами, несущими те же черты амфиболитовой фации, что и вмещающие парагнейсы и амфиболиты.

Ортогнейсы плагиогранитного состава. Породы эти наблюдались среди обычных парагнейсов в разрезах по Енисею выше устья р. Юдиной. Они образуют небольшие (до 5—6 м мощности) послойные, редко секущие тела и представляют собой светло-серые среднезернистые породы с ясно выраженной кристаллизационной сланцеватостью. Под микроскопом в них обнаруживается гранобластическая, иногда линзовидная структура с облегающим расположением пластинок и лент мусковита и биотита.

Преобладающим компонентом является олигоклаз (25—28% An), нормально зональный, свежий, нередко образующий линзовидные порфиробласты, иногда с мирмекитовыми вростками кварца. Микроклин в мелких ксеноморфных зернах присутствует в ничтожном количестве, выполняя промежутки между зернами плагиоклаза или проникая в него жилочками. Кварц, наблюдаемый в нормальном для гранитов количестве, сильно гранулирован; иногда гранобластические агрегаты его растягиваются лентой через весь шлиф. Зелено-бурый биотит и мусковит, располагаясь параллельными лентами, подчеркивают гнейсовидность пород.

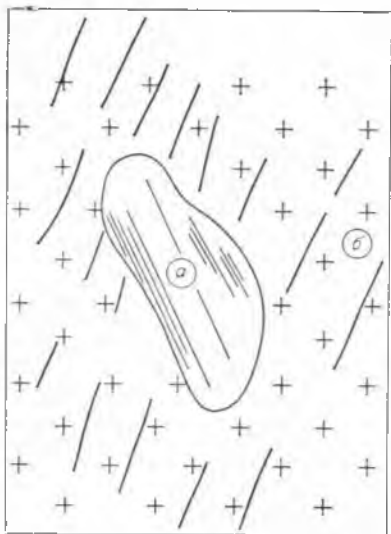


Рис. 11. Ксенолит гнейса (а) в гнейсограните (б).

Обилён маложелезистый эпидот (клиноцоизит) в виде довольно крупных идиоморфных зерен. В некоторых зернах эпидота наблюдается ядро желтоватой изотропной массы — очевидно, это разложившийся ортит. В качестве примесей — апатит, циркон, рудный.

Несколько оригинально выглядит небольших размеров интрузия гнейсированного гибридного граната, согласно залегающая среди биотит-плагноклазовых гнейсов и амфиболитов и вскрывающаяся по правому берегу Енисея, приблизительно в 3 км ниже устья р. Бобровки. Темно-серые богатые биотитом граниты обладают резко проявленной гнейсовидностью

и линзовидной текстурой. Характерны редкие, но крупные (до 2—3 см в длину) порфировые выделения свежего микроклина; общий облик гранитов при этом весьма напоминает облик гибридных гранитов таракской интрузии. Обильны округленные крупные ксенолиты вмещающих пород, гнейса и амфиболита, причем любопытно, что как в ксенолитах, так и в гранитах гнейсовидность часто не совпадает, благодаря чему первые иногда вообще располагаются своим удлинением поперек гнейсовидности гранита (рис. 11). Под микроскопом обнаруживается свежий решетчатый микроклин и в несколько большем количестве слегка серпцитизированный, резко идиоморфный к микроклину олигоклаз (30% An). Кварц целиком раздроблен в мозаичный агрегат. Обилён бурый биотит; с ним ассоциирует сфен в крупных зернах, эпидот и ортит, превращенный в изотропное вещество и узнаваемый только по характерной каемке эпидота. В породе много апатита, но характерно полное отсутствие рудных минералов. Гипидиоморфная структура гранита сильно затуманена катаклизмом с развитием мелколинзовидной текстуры, в которой глазки или линзочки слагаются микроклином и плагноклазом, а кварц с биотитом образуют цемент. В ксенолитах под микроскопом обнаруживается сильная перекристаллизация с развитием гранобластической (роговиковой) структуры и интенсивное замещение плагноклаза крупнозернистым клиноцоизитом.

Совершенно очевидно, что именно с описанными гнейсированными микроклиновыми гранитами и плагногранитами связывается обильная послойная аплит-пегматитовая инъекция в гнейсы и амфиболиты и мигматизация их.

Гнейсированные аплиты и пегматиты. Гнейсированные аплиты и пегматиты образуют в гнейсах и амфиболитах послойные жилы, приобретающие иногда характер артерита. Грубозернистые пегматитовидные разности всегда сильно развальцованы с приобретением линзовидных текстур и имеют характер очковых гнейсов. Первично они, очевидно, имели орто-тектитовый характер. Минералогический состав их прост, хотя и изменчив, причем в значительной степени. Иногда пегматиты сложены существ-

Рис. 12. Метасоматическое развитие микроклина в плагиоклазе.

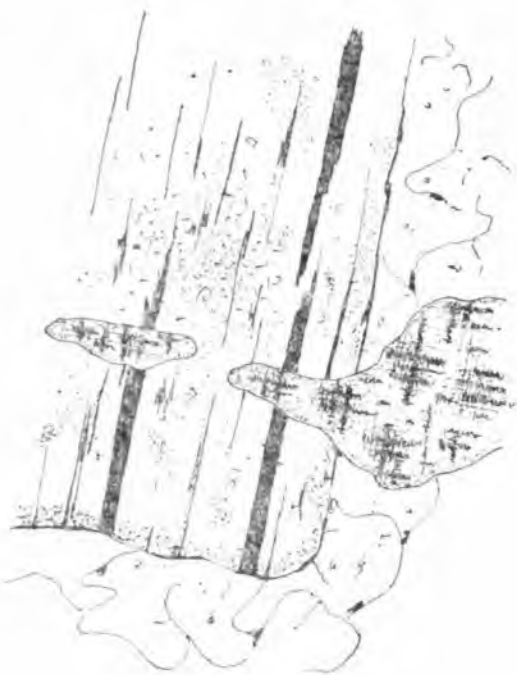
венно кварцем и микроклином; иногда к ним примешан олигоклаз (20—25% An). Пегматитовые инъекции в амфиболиты имеют кварц-плагиоклазовый состав, причем основность плагиоклаза в этом случае повышается до 30% An. Почти во всех плагиоклазовых разностях более или менее ясно выражена метасоматическая микроклинизация плагиоклаза (рис. 12). Остальные минералы пегматитов представлены мусковитом, светлым биотитом, серицитом, эпидотом, ортитом, цирконом и апатитом. Среди парагнейсов енисейского комплекса очень часто встречаются светлые мелкозернистые и сланцеватые разности с крупными овальными порфиробластами микроклина или плагиоклаза. Очевидно, это бластомилониты описываемого типа пегматитов.

Аплиты образуют только послойные тонкие жилки и тесно генетически и пространственно связываются с описанным типом пегматитов. Обычно это мелкозернистые белые или розоватые сильно рассланцованные породы. Микроструктура их аллотриоморфная с наложением гранобластических структур. Состоят они преимущественно из кварца, микроклина и олигоклаза с постоянной примесью эпидота, мусковита, биотита, а иногда ортита, розового граната и магнетита.

Древние мигматиты. Описанная аплито-пегматитовая послойная инъекция в парагнейсы и амфиболиты иногда настолько тонка и обильна, что некоторые пачки гнейсо-амфиболитовой толщи заслуживают названия «мигматиты».

Начальные стадии мигматизации биотитовых гнейсов и амфиболитов, выражающиеся в метасоматическом развитии микроклина и биотита, уже отмечались. В участках, где толща метаморфических пород особенно густо пронизывается аплит-пегматитовым материалом, широко распространены и типичные мигматиты, проявляющиеся или в виде артерита (т. е. ясной послойной инъекции тонких пегматитовых жилок в биотитовом или биотит-гранатовом гнейсе), или же в виде сплошного пропитывания с образованием массивной, только слегка гнейсовидной порфиробластической породы.

Преобладает артеритовый тип мигматитов, проявляющийся в виде массы тонких послойных жилочек и линзочек мощностью до 5—10 см, сложенных обычно крупнозернистым белым или желтоватым кварц-полевошпатовым материалом. Под микроскопом устанавливается, что в их состав входят решетчатый микроклин, олигоклаз, кварц, биотит, мус-



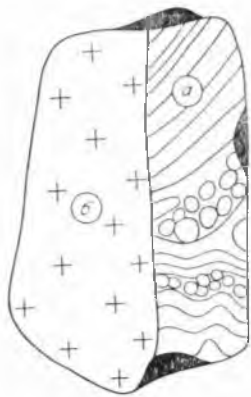


Рис. 13. Пересечение артеритового гнейса (а) аплит-гранитом (б) Посольненской интрузии.

ковит, эпидот, ортит и апатит. Всегда видны следы энергичного дробления и развальцовывания с развитием наложенных гранобластических структур, причем кристаллизационная сланцеватость в них подчеркивается параллельным расположением листочков слюд и лентами мелкозернистого гранобластического кварца.

По-видимому, менее распространенным является сплошное пропитывание гнейс-амфиболитовой толщи с развитием порфиробластов микроклина.

Такого типа мигматиты в настоящее время большей частью преобразуются в сланцеватые очковые или линзовидные двуслюдяные гнейсы, в которых линзовидные порфиробласты решетчатого микроклина и плагиоклаза располагаются в мелкозернистой массе лепидобластической структуры, состоящей из кварца, плагиоклаза, микроклина, мусковита, биотита и эпидота с ортитом.

Стратиграфическое положение этой ортогнейсовой интрузии определяется достаточно четко следующими отношениями. Ортогнейсы и древние мигматиты пронизывают кристаллические сланцы енисейского метаморфического комплекса и сами пересекаются, как это можно видеть в ряде обнажений по Енисею, дайками древних диабазов и затем вместе с последними прорываются пегматитами Посольненской интрузии (рис. 13, 14). Одинаковые взаимоотношения с молодыми древними формациями, а также ряд общих признаков заставляют предполагать генетическую связь описанных ортогнейсов с Тараской гнейсогранитной интрузией (см. ниже). К числу этих общих признаков в первую очередь следует отнести: отсутствие рудных примесей, постоянное присутствие черневых минералов (ортит в ортогнейсах и связанных с ними мигматитах и монацит в тараских гранитах), инъекционный, существенно артеритовый метаморфизм вмещающих толщ и последующая милонитизация и перекристаллизация, проявившаяся, впрочем, значительно слабее в громадном Тараском плутоне, что вполне естественно. Ортогнейсы и древние мигматиты наблюдались только в толще кристаллических сланцев амфиболитовой фации. Нужно думать поэтому, что основной метаморфизм енисейского комплекса связывается именно с этой магматической инъекцией.

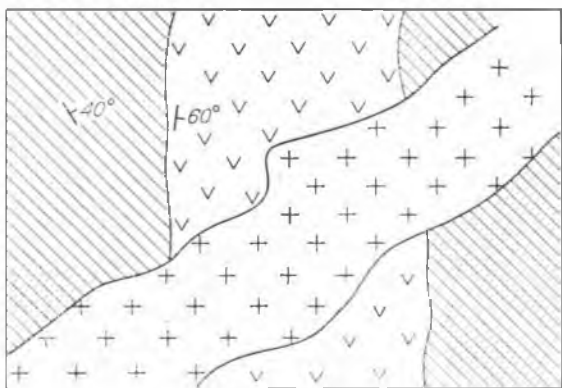


Рис. 14. Схема соотношения биотит-плагиоклазовых гнейсов (1), амфиболизированного диабаза (2) и пегматита (3) в обп. 333/1939.

ГЕНЕЗИС ПОРОД ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Как уже говорилось выше, под названием енисейского метаморфического комплекса в настоящей работе выделяется группа кристаллических сланцев, образовавшихся в результате метаморфизма различных и, по-видимому, разновозрастных более древних метаморфических, осадочных и магматических формаций, причем метаморфизм этот, очевидно, является многократным и сложным. Вместе с тем породы комплекса характеризуются целым рядом общих признаков, в частности примерно одинаковой степенью метаморфизма и принадлежностью к одной метаморфической фации, что находит отражение в достаточно характерном минеральном составе, структуре и текстуре пород енисейского комплекса, резко отличающихся от таковых для пород рассмотренного ранее комплекса гранатовых и гиперстеновых гнейсов. Эти особенности уже описаны выше. Здесь я только еще раз перечислю главные пороодообразующие минералы енисейского комплекса, причем отмечу некоторые их особенности и распространение.

Кварц является одним из самых распространенных минералов и встречается во всех породах комплекса, включая мраморы и амфиболиты.

Калиевый полевой шпат во всех без исключения случаях представлен свежим решетчатым микроклином. Распространен он почти исключительно в ортогнейсах и связанных с ними мигматитах. В биотит-плагиоклазовых гнейсах наблюдается очень редко. Пертитизация микроклина проявляется редко, причем развивается только пленчатый или перистый пертит [Alling, 1938].

Плагиоклазы распространены шире, чем калиевые полевые шпаты. Состав их, естественно, в разных типах пород колеблется примерно в пределах от олигоклаза до лабрадора, но в общем преобладают значительно более кислые плагиоклазы, чем в канском комплексе, даже в породах с одинаковым химическим составом. Очевидно, в физико-химической обстановке енисейского комплекса основные плагиоклазы неустойчивы, и часть их апортитовой молекулы идет на образование эпидота, совершенно отсутствующего в породах канского комплекса. Антипертитовые вроски, как правило, отсутствуют, и только в ортогнейсах и мигматитах замечается метасоматическая микроклинизация плагиоклаза. В плагиоклазах парагнейсов обычна легкая обратная зонарность. В большинстве случаев плагиоклазы совершенно свежи и только редко поражены серицитом.

Амфиболы являются весьма распространенными и типичными минералами енисейского комплекса. Они всегда представлены обыкновенной роговой обманкой, в которой характерны изменчивые цвета плеохроизма. В пара- и ортоамфиболитах она светлая сине-зеленая, в гранатовых амфиболитах густоокрашенная оливково-зеленая. Это различие в свойствах роговых обманок, возможно, обусловлено различным содержанием в них железа, ибо наиболее существенное отличие химизма параамфиболита и пироксен-гранатового амфиболита (см. табл. 1, ан. 19, 21) сводится к сильно повышенному содержанию закиси железа в последнем. Оливково-зеленая роговая обманка явно развивается за счет ранее образовавшегося пироксена. В силикатовых мраморах наблюдался тремолит; актинолит в них, как правило, отсутствует.

Слюды распространены не менее, чем амфиболы, но, естественно, в других типах пород. Биотит, по-видимому, вполне устойчивый в обста-

повке метаморфизма енисейского комплекса минерал. Свойства его в разных типах пород несколько меняются. Наиболее распространен бледно окрашенный зелено-бурый или бурый биотит. Ярко-оранжевый биотит, характерный для гранатовых гнейсов канского комплекса, в породах енисейского комплекса никогда не встречается. Между прочим, его оранжевая окраска, по-видимому, обусловлена примесью титана, ибо в биотит-плагноклазовых гнейсах, несомненно образовавшихся при повторном метаморфизме из гранатовых гнейсов канского комплекса, биотит уже всегда бурый, ассоциированный с мелкими зернышками сфена. Напомню, что сфен совершенно не встречается в породах канского комплекса. Очевидно, в условиях повторного метаморфизма титанистый биотит оказался неустойчивым и избыток титана выделился в виде сфена. В зонах магматических инъекций биотит развивается по амфиболу, что связывается с привносом щелочей. В ортогнейсах и мигматитах, а также в биотит-плагноклазовых гнейсах, подвергшихся пневматолиту, развит мусковит, образующийся частью за счет биотита, частью за счет полевых шпатов. Образование мусковита, по-видимому, во всех случаях связывается с выделяющимися из магмы летучими. В силикатовых мраморах наблюдалась слюда флогопитового типа.

Силлиманит встречается довольно редко в богатых биотитом гнейсах и во всех случаях наблюдается только в зонах инъекций и в контактах с пегматитовыми жилами. Как и мусковит, он является минералом позднего пневматолита.

Гранаты, представленные густоокрашенными красными разностями с $n = 1,772$, распространены преимущественно в некоторых типах амфиболитов, т. е. в породах со значительным избытком MgO . По своему составу они, вероятно, являются существенно пиропами с очень значительным содержанием гроссуляровой молекулы. В более кислых породах гранат встречается исключительно редко, обладает значительно большим показателем преломления $n = 1,826$ и, по-видимому, почти чисто альмандиновым составом. Уже отмечалось выше, что гранатовые гнейсы канского комплекса почти тождественны по химическому составу биотит-плагноклазовым гнейсам енисейского комплекса. Гранат в последних отсутствует совершенно. Очевидно, поле устойчивости гранатов в обстановке метаморфизма енисейского комплекса значительно смещается в сторону основных, богатых железом и магнием, пород, в кислых же гнейсах гранат оказывается неустойчивым и вполне замещается биотитом.

Эпидот является существенной составной частью большинства гнейсов и амфиболитов западной полосы. Он образует крупные идиоморфные зерна и входит в качестве равноправного компонента в состав их гранобластического агрегата. Судя по интерференционной окраске, состав эпидота сильно меняется, причем в ортогнейсах и мигматитах наблюдается преимущественно маложелезистая (клиноцоизитовая) разность, в амфиболитах же — железистая (эпидотовая).

Ортит очень характерен для ортогнейсов и связанных с ними мигматитов. Он образует крупные (до 0,5 мм) зерна, иногда даже выделяющиеся в виде порфиробластов. Минерал окрашен иногда в зелено-бурый, иногда в желтый тона; слабо плеохроирует; часто зонарен; показатель преломления и двупреломление всегда значительно ниже, чем у эпидота; очень часто полностью превращен в желтое изотропное вещество. Ортит всегда обрастает венчиком эпидота, причем эта каемка эпидота вокруг ортита иногда зонарная, причем внутренняя ее зона сложена маложеле-

зистым, а внешняя — сильножелезистым густоплеохроирующим эпидотом с очень высокими цветами интерференции.

Монацит наблюдается в единичных случаях в биотит-плаггиоклазовых гнейсах и, по-видимому, является реликтовым минералом.

Клинопироксены — очень большая редкость; обнаруживаются только в мраморах (бесцветный диопсид с углом с $Ng = 38^\circ$), в пироксен-гранатовых амфиболитах (голубоватый пироксен с углом с $Ng = 45^\circ$) и в одном случае в тонкослоистом пироксен-эпидот-амфибол-плаггиоклазовом сланце. Распространение клинопироксена, очевидно, ограничивается породами с очень высоким содержанием кальция, причем только в мраморах он производит впечатление вполне устойчивого компонента; в амфиболитах же является явно реликтовым минералом, и здесь мы наблюдаем различные стадии замещения его обыкновенной роговой обманкой.

Оливин. Минерал оливиновой группы, по-видимому, форстерит, наблюдался только в одном случае вместе с диопсидом в силикатовом мраморе. Чаше встречаются в мраморах округлые псевдоморфозы серпентина по форстериту (?).

Скаполит также в парагенезисе с диопсидом наблюдался в силикатовом мраморе.

Сфен является постоянной примесью в самых различных типах пород енисейского комплекса и заменяет здесь ильменит, характерный для канского.

Карбонаты (кальцит и доломит) обычно ассоциируют с графитом и рядом кальциево-магниевого силикатов и слагают редкие пропластки карбонатных пород среди гнейсов.

Обычными примесями являются также **магнетит, ильменит, апатит, циркон, рутил.** Графит в виде примеси встречен только в карбонатных породах, а также в одном случае в биотит-плаггиоклазовом гнейсе.

Вторичные минералы, развивающиеся в результате проявления регрессивного метаморфизма, — изредка наблюдающиеся хлорит, серпентин, карбонаты, серицит.

Из приведенного краткого обзора можно видеть, что главными породообразующими минералами кристаллических сланцев енисейского комплекса являются только кварц, микроклин, плаггиоклазы, слюды, обыкновенная роговая обманка, гранат, эпидот. Если отбросить кварц, встречающийся во всех породах комплекса, а также микроклин и мусковит, появляющиеся в связи с инъекцией ортогнейсов и более молодых посылочных гранитов, то для главных типов пород енисейского комплекса типичны следующие минеральные ассоциации: биотит + плаггиоклаз и амфибол + плаггиоклаз, к которым в породах, особенно богатых магнием и железом, присоединяется гранат пироп-альмандинового состава, а в породах, богатых кальцием, — эпидот.

Весьма характерны для комплекса полное отсутствие ортопироксенов и ортоклазового калиевого полевого шпата, реликтовый (за исключением карбонатных пород) характер клинопироксена и постоянное присутствие эпидота и сфена. По сравнению с канским метаморфическим комплексом химически близкие типы пород енисейского комплекса характеризуются прежде всего полной заменой пироксенов роговой обманкой и иногда биотитом; основные плаггиоклазы заменяются ассоциацией «кислый или средний плаггиоклаз + эпидот», что, по указанию У. Н. Грубенмана и П. Ниггли [1933, с. 250—251], характерно для мезозоны. Совершенно очевидно, что условия метаморфизма здесь были совершенно

иными, чем в канском комплексе, отличаясь в общем более низкой температурой и, главное, более низким гидростатическим давлением, а также значительной ролью ориентированного давления, что находит отражение в резко проявленной кристаллизационной сланцеватости, очень слабо, между прочим, развитой в породах канского комплекса. Кроме того, широкое развитие биотита, роговых обманок, мусковита, эпидота и т. д., а также почти региональная мигматизация пород енисейского комплекса заставляют признать, что летучие компоненты играли весьма существенную роль в его метаморфизме. В общем же породы енисейского комплекса характеризуются минеральными ассоциациями, достаточно близко отвечающими ассоциациям амфиболитовой фации П. Эскола [1936].

Характер исходного материала, образующего кристаллические сланцы енисейского комплекса, далеко не во всех случаях устанавливается полевыми наблюдениями и микроскопическим их изучением. Судя по составу, структурам и взаимоотношениям слагающих комплекс кристаллических сланцев, этот исходный материал был достаточно разнообразным по своему происхождению и возрасту, причем имеются совершенно определенные указания на то, что енисейские кристаллические сланцы образовались частично путем повторного метаморфизма более древних кристаллических сланцев канского комплекса, частью же за счет какой-то более молодой осадочной толщи (тонкослоистые параамфиболиты с прослоями кварцита и т. д.), еще до метаморфизма пронизанной основными интрузиями. Что касается ортогнейсов, то о происхождении их за счет кислых изверженных пород достаточно ясно говорят условия залегания.

Детальное изучение взаимоотношений основных типов пород комплекса и их структурных особенностей позволяет установить большую сложность метаморфических процессов, а также примерно наметить историю его формирования. При картировании кристаллических сланцев Южно-Енисейского кряжа бросается в глаза прежде всего пространственная связь распространения сланцев амфиболитовой фации и зон мигматизации. Вместе с тем изучение структур и взаимоотношений различных типов кристаллических сланцев позволяет говорить о длительности и сложности метаморфических процессов. Например, наличие тел ортогнейсов, секущих структуры кристаллических сланцев, указывает на то, что перекристаллизация и образование кристаллических сланцев начались еще до внедрения жидкой магмы. Изучение же структур ортогнейсов и мигматитов доказывает, что те и другие вместе с вмещающими парасланцами испытали после своего формирования новый региональный метаморфизм, выразившийся в раздроблении, развальцовывании и перекристаллизации с развитием бластомилонитовых структур, но, по-видимому, без существенного изменения минералогического состава, т. е. новый метаморфизм осуществлялся в той же обстановке амфиболитовой фации. Кроме того, изучение структур кристаллических сланцев енисейского комплекса говорит и о том, что характер самого процесса метаморфизма был различным и менялся во времени. Идеально гранобластические структуры многих метаморфических пород говорят о преобладании явлений перекристаллизации, но во многих случаях мы видим и ясные следы метасоматических процессов, выражающихся в замещении пироксена амфиболом, амфибола биотитом, плагиоклаза микроклином или мусковитом и т. д.

Таким образом, метаморфизм енисейского комплекса можно определить как длительный и сложный регионально-контактовый, осложнен-

ный явлениями метасоматоза и магматической инъекции. Между прочим (с. 122—123), при разборе условий метаморфизма канского комплекса высказывалась мысль о необходимости рассматривать дислокационный метаморфизм как самостоятельную форму тектогенеза, выражающуюся во внутренней перестройке вещества, главным образом в фазы сжатия. В енисейском комплексе эти проявления дислокационного или регионального метаморфизма сильно затушеваны магматическим метаморфизмом, но при более внимательном изучении и при историко-геологическом подходе к решению петрологических проблем и в енисейском комплексе мы можем видеть несовпадение во времени магматических инъекций с явлениями перекристаллизации, т. е. с существенно дислокационным метаморфизмом. И в данном случае основным толчком к проявлению метаморфизма явилась фаза тектогенеза, обусловившая расщепление осадочных толщ и раздавливание и мylonитизацию более древних метаморфических и изверженных пород, причем образование кристаллических сланцев осуществлялось в обстановке непрекращающихся дифференциальных движений. Явления перекристаллизации, очевидно, начались еще до инъекции кислой магмы и продолжались после нее, но в данном случае, по-видимому, уже существенно магматическими процессами обуславливался тот физико-химический режим, которым определялся минеральный состав кристаллических сланцев енисейского комплекса.

Историю формирования енисейского метаморфического комплекса можно представить в виде следующей схемы.

После формирования кристаллических сланцев канского метаморфического комплекса и значительной его денудации на размытой поверхности отложилась осадочная песчано-глинисто-мергелистая толща, давшая впоследствии слоистые параамфиболиты, гнейсы и гнейсокварциты. По-видимому, еще до складчатости или в связи с первыми фазами складчатости, проявившейся в этой осадочной толще, последняя была пронизана основными (диоритовыми и габбровыми или диабазовыми) интрузиями, превращенными сейчас в ортоамфиболиты. Естественно, что корни этих интрузий должны пересекать канский комплекс и, очевидно, такими и являются дайковые пироксен-гранатовые амфиболиты. В результате главной фазы складчатости эта осадочная толща собрана в складки и расщеплена, причем движения проявились и в фундаменте (в канском метаморфическом комплексе) образованием мощных зон мylonитизации. Имеются основания думать, что с этой фазой тектогенеза связывается и региональная перекристаллизация мylonитов и осадочных толщ. Вслед за главной фазой сжатия имела место интрузия гранитоидов, обусловившая сложный инъекционно-контактный метаморфизм как дробленных и мylonитизированных участков канского комплекса, так и осадочной толщи с основными интрузиями с образованием различных кристаллических сланцев (гнейсов и амфиболитов) амфиболитовой фации. Можно предполагать, что гранитная инъекция вообще ориентировалась по зонам смятия в канском комплексе и, может быть, по контакту древних канских гнейсов с более молодой осадочной толщей. Фазы сжатия повторялись неоднократно, причем магматическая инъекция осуществлялась в обстановке непрекращающихся движений и эти движения продолжались и после завершения магматической деятельности. Во всяком случае гранитоиды и мигматиты были сами перекристаллизованы и превращены в ортогнейсы, причем развитие в них минеральных ассоциаций, характерных для той же амфиболитовой фации, указывает на то, что физико-хими-

ческая обстановка, созданная тектогенезом и магматической инъекцией, сохранялась еще очень долгое время в толщах кристаллических сланцев енисейского комплекса. Но и после оформления этих кристаллических сланцев в современном своем виде некоторые участки енисейского комплекса подверглись различным повторным метаморфизмам, которые будут рассмотрены в следующем разделе.

Таким образом, **вопрос о возрасте** енисейского метаморфического комплекса является в достаточной степени сложным и, как минимум, распадается на два вопроса: о времени метаморфизма и о возрасте исходного материала.

Основные особенности минеральных ассоциаций кристаллических сланцев енисейского комплекса определялись инъекцией гранитной магмы, которую есть все основания связывать во времени и генетически с таракскими гнейсогранитами. Мигматиты и ортогнейсы енисейского комплекса характеризуются многими общими признаками с таракскими гнейсогранитами и так же, как и последние, пересекаются дайками древних диабазов. Следовательно, время основного метаморфизма и формирования кристаллических сланцев енисейского комплекса определяется временем внедрения магмы таракских гранитов, что, как мы увидим ниже, очевидно, имело место до отложения сланцев нижнего протерозоя. Возраст исходного материала различен. Этим исходным материалом являются: 1) кристаллические сланцы канского комплекса, 2) какая-то осадочная толща, более молодая, чем канский комплекс, но более древняя, чем таракские граниты, и 3) основные интрузии, прорывающие эту осадочную толщу и также более древние, чем таракские граниты. Явно более молодыми, чем енисейский комплекс, являются секущие его дайки древних диабазов и посольненские гнейсограниты, имеющие нижнепротерозойский возраст.

В работе К. В. Радугина [1937] совершенно аналогичная толща кристаллических сланцев, развитая несколько южнее нашего района и, очевидно, являющаяся непосредственным продолжением енисейского комплекса, названа есауловской формацией и отнесена к архею с достаточными, как мне кажется, к тому основаниями. За пределами Южно-Енисейского кряжа совершенно аналогичная гнейсо-амфиболитовая толща описывалась И. А. Молчановым [1928, 1930, 1934] в Канском и Бирюсинском районах Восточного Саяна, где этот исследователь установил трансгрессивное налегание альгонкских известняков на гнейсо-амфиболитовую толщу. Трудно, конечно, сравнивать формации Енисейского кряжа с формациями такой удаленной области, как Фенноскандия, но не случайно, по-видимому, почти тождественная характеристика описанного выше енисейского комплекса, например, с комплексом биотитовых гнейсов и сланцев Кольского полуострова, описанным А. А. Полкановым [1935, 1936] и стнесенным им, как и комплекс гранатовых гнейсов, к свюнию. Особенно интересна почти полная аналогия петрографического облика пород енисейского комплекса и нарисованной выше истории его формирования с петрографическим обликом и историей формирования архейского комплекса области предгорий Чуна-тундры на Кольском полуострове [Соустов, 1939]. Таким образом, отнесение времени формирования енисейского метаморфического комплекса (т. е. времени его метаморфизма) к архею (и очевидно, к верхнему архею, поскольку енисейский комплекс значительно моложе канского) не должно вызывать никакого сомнения.

Совершенно естественно, что все породы енисейского метаморфического комплекса уже после своего формирования испытали ряд повторных метаморфизмов, из которых наиболее важными являются милонитизация и диафторез, а также контактовый (инъекционный и пневматолитический) метаморфизм, обусловленные более молодыми интрузиями.

Милониты и диафториты. Собственно говоря, почти все кристаллические сланцы енисейского комплекса несут более или менее ясные следы бластомилонитовых структур, но милонитизация эта, очевидно, является синхронной метаморфизму и залечивается при перекристаллизации с развитием характерных для данного комплекса минеральных ассоциаций. Но наряду с обычными бластомилонитовыми кристаллическими сланцами, очевидно, в более молодых зонах милонитизации нередко наблюдаются породы енисейского комплекса, оказавшиеся тонко размолотыми с развитием характерных очковых и порфировидных милонитов.

Особенно эффективно выражена широкая зона милонитизации, прослеживающаяся по левому берегу Енисея, выше устья р. Бобровки вверх километров на пять и ориентированная вдоль тектонического контакта канского и енисейского метаморфических комплексов. Эта зона милонитизации, имеющая простираие 300°, пересекает древние структуры кристаллических сланцев, простираие которых на этом участке колеблется в пределах 360—30°. Милонитизацией поражены биотит-плагиоклазовые гнейсы, мигматиты и амфиболиты. Размалывание проявляется здесь чрезвычайно интенсивно, в связи с чем милониты представляют собой черную тонкозернистую флюидальную массу, в которой плавают, местами сбиваясь роями и полосами, крупные и мелкие округленные порфиробласты плагиоклаза, микроклина, роговой обманки, а также линзовидные включения размолотого розового пегматита, изогнутые согласно с флюидальностью мигматита. Очевидно, первичный материал переслаивающихся гнейсов и амфиболитов, инъецированных послойными пегматитовыми жилками, во время милонитизации испытал избирательное дробление, причем тонко размолотая масса являлась вполне пластичной, почему в ней и могли, видимо, не только сохраниться отдельные наиболее устойчивые в этой обстановке минералы в виде округленных порфирокластов, но перекристаллизовываться и, может быть, даже расти. Во всяком случае поражают крупные размеры порфирокластов полевых шпатов (2 см в диаметре, что значительно превышает средний размер зерен обычных немилонитизированных гнейсов) и абсолютная их свежесть (микроклин и плагиоклазы нередко стеклянно прозрачны). Микроскопическое изучение обнаруживает во всех этих милонитах примерно одинаковую картину и подтверждает эти выводы. Многочисленные порфирокласты имеют хорошо округленную, эллиптическую или яйцевидную, форму (рис. 15). Представлены они или плагиоклазом и зеленой роговой обманкой (в амфиболитовых милонитах), или плагиоклазом и гранатом (в гнейсовых милонитах), или плагиоклазом и микроклином (в мигматитовых милонитах). Все порфирокласты выглядят поразительно свежими и не несут никаких следов дробления. Тонкозернистая основная масса их имеет кварцево-биотитовый состав и обладает как бы флюидальной облекающей текстурой. Зеленоватый биотит в ней является новообразованием и замещает с краев порфирокласты плагиоклаза и амфибола. В милонитах мигматитов кварц особенно обилен, причем первичные крупные кварцевые зерна растянуты в

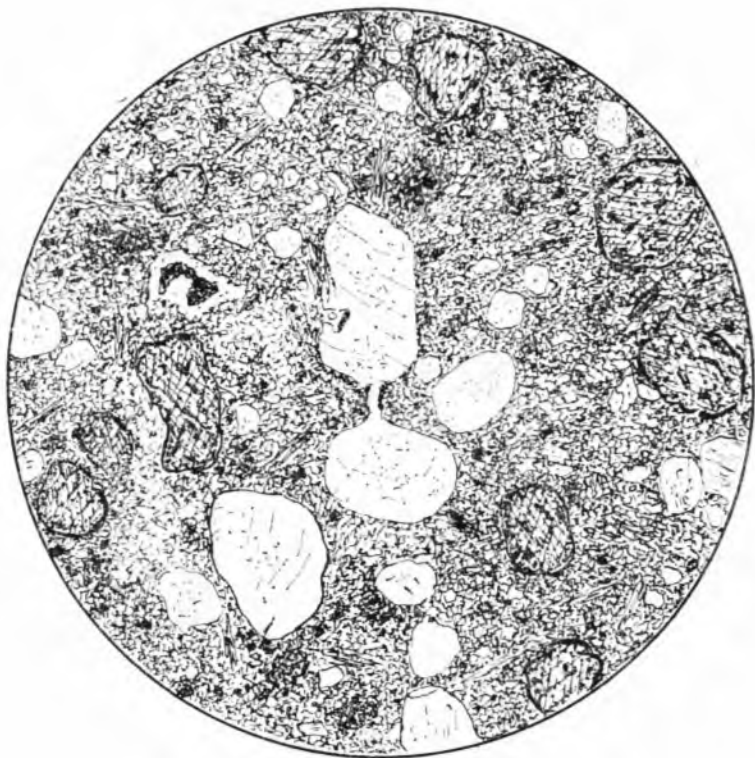


Рис. 15. Микроструктура мylonита амфиболита. Обр. 353а/1938.
Зарисовка с микрофотографии.

изогнутые согласные с флюиальностью линзы и ленты. Иногда в этих мylonитах довольно много мелких порфирокластов (?) эпидота и ортита с эпидотовым венчиком.

• Описанные мylonиты местами пронизаны секущими жилами некатаклизированного пегматита, связанного с Посольненской интрузией. Очевидно, мylonиты эти формировались сразу вслед за инъекцией таракских гранитов и примерно в тех же условиях температуры и давления, которые определили минеральный состав енисейского комплекса. Отличаются они от остальных кристаллических сланцев енисейского комплекса только своими структурами.

В области развития енисейского метаморфического комплекса наблюдаются, однако, и другого сорта продукты повторного катаклизического метаморфизма, представленные хлорит-эпидотовыми и слюдяными сланцами и, очевидно, формировавшиеся значительно позже в совершенно иной физико-химической обстановке.

Например, в разрезах по Енисею выше Луговской верфи среди гнейсов и амфиболитов енисейского комплекса как бы зажата мощная пачка сланцев эпизоны, прослеживающаяся, между прочим, в виде полосы северо-западного простирания довольно далеко на юг. Здесь мы можем видеть преимущественное развитие плотных слюдяных и слюдяно-гранатовых сланцев, переслаивающихся с темно-зелеными хлорит-эпидотовыми и эпидот-актиношловыми сланцами; слюдяные сланцы иногда здесь имеют

облик порфироидов. В одном месте — в первых обнажениях по Енисею выше пристани — среди хлорит-эпидотовых сланцев обнаружено небольшое тело серпентинита.

Слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы представляют собой тонкозернистые массивные роговикового облика плитчатые и иногда тонкосланцеватые породы светло-серой, зеленоватой или буроватой окраски с сильным шелковистым блеском на поверхностях сланцеватости. В большинстве случаев уже простым глазом различаются мелкие, обычно не больше 1 мм в диаметре, порфиробласты красного граната. Под микроскопом наши сланцы состоят существенно из кварца, несдвойнированного альбита, серицита, зелено-бурого биотита, граната, магнетита, к которым в некоторых разностях примешиваются эпидот, сфен, пирит. Кварц является резко преобладающим компонентом породы и образует тонкозернистый гранобластический агрегат, в котором при внимательном наблюдении удастся различить примесь зернышек с ясно выраженной спайностью, очевидно, принадлежащих альбиту. Слюдяны представлены тонколистоватым серицитом и бурым или зелено-бурым биотитом, присутствующим в переменных количествах. Замечено, что биотит преобладает в более массивных плотных разностях, а серицит — в тонкосланцеватых. Слюдяны всегда собираются пленками, обуславливая лепидобластическую структуру породы. Почти всегда присутствует гранат, в шлифе желтовато-розовый, образующий мелкие порфиробласты с идиоморфными ограничениями и с массой мелких включений кварца, иногда спирально закрученных. В некоторых типах сланцев обилён магнетит в виде мелких квадратных порфиробластов. Эпидот, сфен и пирит являются случайными примесями.

Иногда, главным образом в виде тонких пропластков, среди хлорит-эпидотовых сланцев встречаются совершенно массивные породы, имеющие облик сланцеватых фельзит-порфиров. Под микроскопом в них различается очень тонкозернистый лепидобластический агрегат кварца, биотита, альбита, среди которого располагается довольно много выделений альбита в виде относительно правильных, но сильно деформированных призм, ориентированных параллельно сланцеватости. Иногда вместе с альбитом в выделениях появляются микроклин и гранат. Характерно, что основная гранобластическая масса как бы облекает выделения альбита.

Хлорит-эпидотовые сланцы, перемежающиеся со слюдяно-гранатовыми, очень однообразны по своему внешнему виду и составу. Это всегда темно-зеленые тонкозернистые сланцеватые породы, состоящие, как это обнаруживается при микроскопическом изучении, из резко преобладающего эпидота в виде агрегата мелких короткопризматических зерен. К нему примешиваются кварц, альбит, зеленый хлорит с аномальной интерференционной окраской, зелено-бурый биотит и небольшое количество ильменита, замещающегося мелкозернистым сфеном. Отчетливо видно, что хлорит развивается за счет биотита, т. е. здесь мы имеем ясное проявление регрессивного метаморфизма.

Актинолит-эпидотовые сланцы — очень редкие образования, наблюдались только в одном обнажении по левому берегу р. Енисей против Луговской верфи. Это массивные, но заметно сланцеватые темно-зеленые породы с довольно крупными порфиробластами зеленого амфибола. Составляют они главным образом из эпидота, альбита, хлорита, актинолита, к которым в небольшом количестве примешиваются сфен, ильменит, биотит. Структура нематобластовая, причем среди мелкозернистого агрегата

выделяются довольно крупные порфиробласты бледно-зеленого актинолита, в центре которых нередко сохраняются остатки незамещенного клинопироксена.

Среди хлорит-эпидотовых сланцев в обнажениях по правому берегу Енисея, сразу выше Луговской верфи, встречено небольшое тело **серпентинита**, состоящего целиком из антигоритового серпентина с незначительной примесью хлорита и хромита. По-видимому, продуктами метаморфизма серпентинитов являются **тальковые и тальково-актинолитовые сланцы**, встреченные по р. Юдинке.

Детальное изучение контакта этой толщи с кристаллическими сланцами енисейского комплекса показало, что имеются постепенные переходы между типичными енисейскими ортоамфиболитами и описанными актинолит-эпидотовыми сланцами, причем последние появляются сначала только в виде материала, слагающего зоны вторичной рассланцовки в амфиболите, а затем, с продвижением в глубь сланцевой зоны, становятся преобладающим материалом, а амфиболиты сохраняются среди них только в виде отдельных линз. Таким образом, диафторитовый характер актинолит-эпидотовых сланцев кажется несомненным. Хлорит-эпидотовые сланцы, возможно, являются дальнейшей стадией изменения амфиболитов, хотя реликты пироксена наводят на мысль, что они могут оказаться диафторитами пироксен-плагноклазовых пород. Пачки слюдяных и слюдяно-гранатовых сланцев, очевидно, образовались за счет гнейсовых прослоев.

Все описанные диафторитовые сланцы характеризуются минеральными ассоциациями, совершенно не свойственными енисейскому комплексу. Главные породообразующие минералы здесь кварц, альбит, эпидот, серицит, хлорит, актинолит, гранат, причем совершенно отсутствуют более основные плагиоклазы и обыкновенная роговая обманка, заменяющиеся альбитом, эпидотом, хлоритом и актинолитом. Микроклин, по-видимому, во всех случаях является реликтовым. Интересно появление граната, который, несомненно, нужно считать новообразованием. Характер минеральных ассоциаций диафторитов очень близок таковым для многих сланцев нижнепротерозойского метаморфического комплекса (см. ниже). Очевидно, те и другие формировались в примерно одинаковой физико-химической обстановке и, может быть, даже и в одно время. В зоне диафторитовых сланцев в разрезах по рекам Енисей и Юдинка совершенно отсутствуют и инъекции гранитного материала (регионально пропитывающего енисейский комплекс), и дайки древних диабазов, и даже пегматиты посольпенских гранитов, зато присутствуют некоторые диафториты с микроклином, по-видимому, образовавшиеся за счет мигматитов или послойных пегматитовых жил. Очевидно, диафторез архейских гнейсов представляет собой сравнительно позднее явление.

Продукты повторных местных (инъекционного, пневматолитического и контактового) метаморфизмов. Кристаллические сланцы енисейского метаморфического комплекса пронизаны рядом более молодых (существенно протерозойских) интрузий. Естественно, что эти интрузии вызвали в породах комплекса того или иного сорта повторный метаморфизм, в большинстве случаев легко распознаваемый при сколько-нибудь внимательном изучении. Эзоконтактовые зоны протерозойских интрузий будут описаны далее, здесь же уместно дать им самую общую характеристику только для того, чтобы оттенить наложечность этих метаморфизмов на общий (региональный) метаморфизм енисейского комплекса.

Посольненская гранитная интрузия вызывает энергичный инъекционный метаморфизм вмещающих пород, приуроченный, однако, к сравнительно неширокой контактовой зоне. Мигматиты посольненских гранитов резко отличаются от описанных выше мигматитов ортогнейсовой (Таракской) интрузии. Здесь резко преобладает метасоматическая мигматизация путем сплошного пропитывания с развитием крупных порфиров-бластов желтого и красного микроклина; при этом нередко образуются породы, весьма напоминающие грубозернистые порфировидные граниты.

Пегматитовые жилы, широко распространенные вокруг Посольненского гранитного плутона, вызывают опять-таки своеобразные изменения во вмещающих биотит-плагиоклазовых гнейсах, которые выражаются главным образом в развитии мусковита за счет первичных биотита и плагиоклаза и в превращении биотит-плагиоклазового гнейса в двуслюдяной гнейс и даже мусковитовый сланец.

Нижнеканская гранитная интрузия вызывает сравнительно слабый инъекционный метаморфизм, но зато сильную роговиковую перекристаллизацию гнейсов с образованием кордиеритовых (?) роговиков. В контактах с белогорскими гранитами наблюдаются легкое скарнирование и признаки рудного метасоматоза.

Глава 3

МУРОЖНО-ТАТАРСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

В северной части Южно-Енисейского кряжа широко распространен своеобразный комплекс филлитов, слюдяных сланцев, известняков и кварцитов достаточно пестрого состава. Лучшие разрезы этого комплекса мы имели по р. Ангаре от р. Татарки до дер. Рыбной и по Енисею выше устья р. Белокопытовой. Разрезы по р. Ангаре в свое время изучались А. К. Мейстером [1904, 1910], отметившим на участке от р. Татарки до дер. Рыбной широкое развитие свиты филлитов и свиты кварцитов Сухого хребта. Этим двум свитам и соответствует наш мурожно-татарский метаморфический комплекс. К сожалению, плохая обнаженность этого участка и маршрутный характер наблюдений лишили меня возможности уточнить и детализировать стратиграфические отношения отдельных представителей комплекса. Не исключена возможность, что в данную группу включены и разновозрастные образования, может быть, отделенные друг от друга тектоническими перерывами. Например, напрашивается выделение в самостоятельную формацию свиты Сухого хребта, резко отличающейся фациально от других существенно филлитовых толщ. Однако все компоненты мурожно-татарского комплекса характеризуются одинаковой тектоникой — развитием крутой и мелкой складчатости преобладающего северо-восточного простирания, сильной рассланцовкой того же простирания, примерно одинаковой степенью метаморфизма и одинаковым отношением к магматическим формациям. Весь комплекс легко картируется, причем анализ геологической карты показывает, что залегает он трансгрессивно на кристаллических сланцах архея и сам несогласно перекры-

вается толщей усть-ангарских известняков, дислоцированных в северо-западном направлении. Породы комплекса образуют несколько крупных пологих складок с погружающимися на север осями, благодаря чему севернее р. Ангары они быстро перекрываются более молодыми отложениями. Эти крупные складки, вырисовывающиеся только на карте, осложнены мелкими пережатými, иногда острыми складочками, которые мы и наблюдаем непосредственно в обнажениях.

В пределах всей площади развития пород мурожно-татарского комплекса естественно выделяются четыре участка, сложенные породами несколько различного петрографического облика.

Восточный участок, вскрывающийся р. Ангарой, от р. Большой Мурожной до дер. Рыбной, сложен преимущественно серыми или зеленовато-серыми филлитами, всегда очень тонко рассланцованными в северо-восточном направлении с преобладающим крутым падением на юго-восток. В обнажениях очень часто заметна слоистость, то совпадающая со сланцеватостью, то располагающаяся почти горизонтально или под углом к сланцеватости. Совершенно очевидно, что толща филлитов собрана в очень мелкие пережатые складки.

Естественными в такой толще являются погружения и воздымания осей складок, почему в замковых частях последних (как раз там, где слоистость видна лучше всего) благодаря несовпадению ориентировки слоистости и сланцеватости) простираение слоистости меняется очень быстро. В крыльях складок слоистость, как правило, совпадает со сланцеватостью и имеет преобладающее северо-восточное простираение. В замковых же частях складок очень развиты мелкая угловатая пльчатость и микросдвиги. Филлиты повсеместно пронизаны послойными жилками и линзами белого кварца, реже секущими жилками кварца грубозернистого серого или дымчатого, причем в последнем случае степень метаморфизма филлитов в зоне развития этого типа кварцевых жилок повышается и филлиты превращаются в гранатовые филлиты и даже крупнозернистые слюдяные сланцы. Карбонатные породы среди филлитовой толщи встречаются исключительно редко. Кое-где филлиты пересечены дайками диабазов, а также очень оригинальными «слюдяными диабазитами», описанными А. К. Мейстером [1910, с. 355]. Но ближе к дер. Рыбной филлиты сменяются мощной толщей празинитов, очевидно, образовавшихся, судя по реликтам офитовой структуры, путем метаморфизма интрузивных диабазов в условиях эпизоны. Хотя обнажения празинитов у дер. Рыбной изолированы большим перерывом от обнажений филлитовой толщи, празиниты все же, очевидно, неразрывно связаны с последней, судя по наличию среди них ряда прослоев различной мощности кварцитов и графитистых сланцев, филлитов, актинолитовых кварцитов и т. д. Между прочим, наиболее сохранившиеся разности празинитов весьма напоминают описанные ниже диабазы таракского типа.

Описанный восточный участок развития пород мурожно-татарского комплекса естественно ограничивается: на северо-востоке, по-видимому, трансгрессивно налегающими удерейскими сланцами, на западе ясно выраженный дизъюнктивом, отделяющим филлиты от свиты Сухого хребта, на юго-востоке же филлитовая толща, вероятно, трансгрессивно перекрыта красноцветным кембрием, причем по юго-восточной же окраине филлиты и празиниты мигматизированы, а также пронизаны многочисленными жилами слюдоносных пегматитов. В зоне развития последних замечается значительное усиление степени метаморфизма с развитием разно-

образных слюдяных сланцев с гранатом, дистеном, ставролитом, турмалином и т. д. Очевидно, и упомянутые выше жилки кварца, около которых филлиты превращены в гранатовые филлиты и слюдяно-гранатовые сланцы, генетически связаны с формацией слюдяных пегматитов.

Западный участок развития мурожно-татарского комплекса хорошо вскрывается Енисеем, ниже с. Казачинского, и р. Ангарой, выше и ниже устья р. Татарки, в нижнем течении р. Белокопытовой. В разрезах по Енисею вскрываются преимущественно серые пloidчатые филлиты, биотито-серицитовые и филлитовидные слюдяно-гранатовые сланцы, а также слюдистые известняки и слюдяво-карбонатные или актинолит-карбонатные сланцы. Соотношения филлитов и слюдяно-карбонатных сланцев здесь наблюдать не удалось, однако установлено, что сложенная ими толща собрана в крутые складки северо-восточного простирания и в том же направлении рассланцована. В разрезе по р. Ангаре можно видеть, что карбонатные породы, представленные желтоватыми и зеленоватыми слюдистыми доломитами, зеленовато-серыми слюдяно-карбонатными сланцами и изредка белыми чистыми доломитами, образуют в филлитовой толще пачки мощностью от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров. Толща филлитов и здесь собрана в крутые, мелкие, иногда гофрированные складочки. Простирание сланцеватости и совпадающей с ней в крыльях складок слоистости довольно выдержанное северо-восточное, падение же крутое ($50-60^\circ$) в разные стороны. Филлиты ангарского разреза отличаются одной общей особенностью. После рассланцовки и филлитизации они испытали повторный контактовый метаморфизм, выразившийся в уплотнении породы и развитии турмалина и мелких порфировбластов биотита. При этом местами филлиты совершенно утрачивают сланцеватость и приобретают роговиковый облик. Толща филлитов в разрезах по р. Ангаре контактирует с усть-ангарскими известняками, которые характеризуются полным отсутствием метаморфизма, совершенно иной тектоникой (преобладают северо-западные простирания), и, очевидно, являются значительно более молодыми.

Центральный участок, вскрывающийся р. Ангарой вниз от р. Мурожной до р. Картицы, занят свитой кварцитов Сухого хребта. Эта очень характерная толща сложена чередующимися пластами серых сливных кварцитов и филлитизированных черных графитистых сланцев. В одних случаях в разрезе преобладают кварциты, образующие слои до $10-20$ м, среди которых имеются только тонкие пропластки черных сланцев, тогда как в других случаях преобладают сланцы, причем кварциты залегают в них отдельными редкими пластами до $1-2$ м мощности. Вся толща собрана в мелкие, но не особенно крутые складки (углы падения крыльев $30-40^\circ$ и больше) выдержанного северо-восточного простирания. На востоке кварциты Сухого хребта отделены дизъюнктивом от филлитов восточного участка, на северо-западе же они, по-видимому, трансгрессивно перекрывают усть-ангарскими известняками.

Южный участок располагается в среднем и верхнем течении рек Шилки и Ягодки. Обнаженность здесь очень слабая. Судя по моим отрывочным наблюдениям, а также по данным П. И. Скабичевского, наиболее широким распространением здесь пользуются филлитовидные слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы, а также кварциты, слагающие наиболее высокие водоразделы. Непосредственных контактов с подстилающими сланцево-кварцевую толщу гнейсами канского комплекса нигде не наблюдалось, но залегание сланцев и кварцитов в виде синклиналей с погру-

жающимися на север осями является совершенно очевидным, причем, судя по центральному расположению в этих синклиналях кварцитовых полос, кварциты являются в данной толще наиболее высоким стратиграфическим горизонтом. Среди слюдяных сланцев и кварцитов южного участка наблюдались многочисленные дайки диабазов, мелкие линейные интрузии щелочных сиенитов, а также инъекция слюдоносных пегматитов, обусловившая весьма интенсивный метаморфизм вмещающих пород. Все породы южного участка несут ясные следы наложенного метаморфизма, но в местах, где пегматитовая инъекция особенно густа и обильна, сланцевая толща целиком испытала сильную перекристаллизацию с увеличением средних размеров зерна и образованием таких минералов, как мусковит, турмалин, гранат, изредка дистен, которые, таким образом, следует рассматривать как контактово-пневматолитические образования. Несмотря на несколько иной петрографический облик кварцитов и слюдяных сланцев южного участка по сравнению с филлитами и кварцитами р. Ангара, несомненно, что это все те же компоненты свиты филлитов и свиты кварцитов Сухого хребта, но несколько сильнее метаморфизованные. Например, и здесь среди белых грубозернистых кварцитов встречаются прослои черных графитистых сланцев, иногда, между прочим, чрезвычайно обогащенных турмалином.

По петрографическому составу среди пород свиты филлитов выделяются следующие типы: филлиты, гранатовые филлиты, слюдяно-гранатовые сланцы, биотитовые филлиты (ороговикованные), слюдистые мраморы и доломиты, слюдяно-карбонатные, актинолит-карбонатные и хлорит-актинолитовые сланцы и празиниты. В свите кварцитов Сухого хребта выделяются кварциты и графитистые сланцы. В зонах пегматитовых инъекций все эти породы превращаются в крупнозернистые слюдяные сланцы с гранатом, ставролитом, дистеном, силлиманитом, а иногда — в гнейсы и амфиболиты.

СВИТА ФИЛЛИТОВ

Филлиты. Типичные филлиты преобладают на восточном участке, где образуют сплошные обнажения по обоим берегам р. Ангара выше устья рек Тасеевой и Большой Мурожной. В типичном своем виде это стальнo-серые сланцеватые породы с сильным шелковистым блеском на поверхности сланцеватости. Под микроскопом в них наблюдается резко проявленная лепидобластическая структура и очень часто тонкая слоистость. Филлиты представляют собою исключительно тонкозернистые породы. Состоят они существенно из кварца, серицита и зеленоватого хлорита, причем никаких следов обломочных структур в них не сохранилось, в связи с чем породы эти производят впечатление вполне перекристаллизованных. В качестве примеси обычен магнетит. Изредка наблюдающаяся слоистость определяется чередованием полосок гранобластического кварца с незначительной примесью серицита, хлорита и более тонкозернистых прослоев, состоящих уже существенно из очень тонкого хлорит-серицитового материала с незначительной примесью кварца. Иногда филлиты рассечены послойными и секущими жилками более крупнозернистого кварца с серицитом и хлоритом. Реже жилочки имеют чисто хлоритовый состав.

Гранатовые филлиты. Среди описанного типа филлитов по правому берегу р. Ангара в 10—12 км ниже дер. Рыбной встречены пачки грана-



Рис. 16. Гранатовый филлит. Р. Ангара, обр. 628/1939. Никколи ||, увел. 14. Зарисовка с микрофотографии.

товых филлитов, причем наблюдается совершенно ясная пространственная связь появления их с жилками серого полупрозрачного кварца. Гранатовые филлиты в образце отличаются от описанного типа более совершенной и правильной сланцеватостью, более сильным блеском и более светлой окраской. Гранат образует очень мелкие порфиробласты, проявленные в виде мельчайших узелков на поверхности сланцеватости; реже гранат образует зерна до 1 мм в диаметре. Под микроскопом обнаруживается полосчатость и тонкая лепидобластическая структура. Состав породы: кварц, хлорит, серицит, гранат, магнетит. Отличием от обычных филлитов, таким образом, является только появление желтоватого в шлифе граната в порфиробластах с развитыми гранями, переполненных включениями кварца; зерна граната (с $n = 1,836$) по краям иногда замещаются буровато-зеленым хлоритом. Магнетит также образует порфиробласты, но менее крупные, и также иногда обрастается хлоритом (рис. 16).

Таким образом, гранатовые филлиты представляют собой несколько более сильно метаморфизованную разновидность филлита, причем метаморфизм этот, совершенно очевидно, сопрягается с инъекцией кварцевых жилок. Любопытно, что в данном случае при повышении степени метаморфизма гранат появляется даже раньше биотита, который в гранатовых филлитах отсутствует.

Слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы. При дальнейшем повышении степени метаморфизма наблюдается образование биотита за счет хлорита, а также общее увеличение крупности зерна — филлиты превращаются в слюдяные сланцы. Например, на левом берегу р. Ангара, примерно в 15 км ниже дер. Рыбной, как раз на простирании только что описанных гранатовых филлитов, обнажаются сланцы, в которых обнаруживается ясная слоистость, выражающаяся в чередовании пачек светлых двуслюдяных гранатовых сланцев с темными биотитовыми и биотит-гранатовыми; среди слюдяных сланцев здесь наблюдаются, кроме того, еще и пластовые тела слюдяно-роговообманкового сланца. Вся эта серия густо пронизана послойными жилками прозрачного серого кварца. Под микроскопом в сланцах наблюдается всегда хорошо выраженная лепидобластическая структура. Сложены они в основном кварцем, бурым биотитом и мусковитом, причем биотит нередко образует еще и крупные порфиробласты. Гранат всегда наблюдается в относительно крупных и хорошо образованных порфиробластах. В качестве примесей отмечены апатит, магнетит, графит. По гранату иногда развивается вторичный хлорит. В слюдяно-роговообманковых сланцах, образовавшихся, очевидно, за счет мергелистых прослоев, появляется небольшое количество кислого плагиоклаза. Примерно такого же типа слюдяные сланцы, но еще более крупнозернистые, широко распространены в районе Кондаковского слюдяного месторождения.

В западном и южном участках, например в разрезах по рекам Ягодке и Белокопытовой, широким развитием пользуются очень тонкозернистые филлитовидные сланцы, большей частью гранатовые, в которых под микроскопом обнаруживаются кварц, серицит, биотит, хлорит, гранат и которые, очевидно, представляют собой как бы переходные разности от филлитов к собственно слюдяным сланцам. Характерно, что биотит в них обычно зеленый или зелено-бурый.

Биотитовые филлиты (ороговикованные). Толща филлитов, обнажающаяся в разрезах по р. Ангаре выше и ниже устья р. Татарки, обнаруживает ясные признаки наложенного контактового метаморфизма. Породы этих разрезов уже по внешнему виду отличаются от филлитов восточного участка. Большой частью это массивные или грубосланцеватые породы, иногда с занозистым роговиковым изломом, окрашенные в темно-серый, буроватый или темно-зеленый цвет. Во многих случаях в них уже простым глазом различаются мелкие порфиробласты биотита. Микроскопическое изучение обнаруживает тонкозернистое сложение их и состав, представленный кварцем, серицитом, хлоритом, биотитом с примесью турмалина, циркона, апатита и магнетита. Основная мелкозернистая масса породы обладает резко проявленной лепидобластической структурой и состоит из кварца, серицита и зеленоватого хлорита. Зелено-бурый биотит появляется в виде порфиробластов с совершенно неправильными равными контурами и часто с обильными включениями кварца и рудного. Любопытно, что порфиробласты биотита часто ориентированы поперек сланцеватости, тогда как включения в них — по сланцеватости (рис. 17). Нужно думать, что биотит формировался в совершенно иной обстановке и позже, чем кварц-серицит-хлоритовый агрегат базиса. В любом шлифе наблюдаются мелкие призмочки буроватого турмалина, также большей частью ориентированные поперек сланцеватости. Количественные соотношения основных компонентов породы меняются в различных образцах, но общий характер породы удивительно выдерживается для всего разреза.



Рис. 17. Биотитовый филлит. Р. Ангара, обр. 729а/1939. Николи ||, увел. 11. Зарисовка с микрофотографии (черное — порфиробласты биотита).

Карбонатные породы. В свите филлитов карбонатные породы пользуются ограниченным распространением. В южном участке они совсем не встречены, в восточном обнаружены только в одном обнажении. Чаще всего они встречаются в западном участке, где в разрезах по рекам Ангара и Енисей среди толщи филлитов можно наблюдать довольно мощные горизонты доломитов и слюдяно-карбонатных сланцев.

Желтоватые и зеленоватые доломиты, залегающие пластами мощностью до 10 м и больше среди филлитов и карбонатных сланцев Татарского быка (р. Ангара), обладают ясно выраженной кристаллизационной сланцеватостью и состоят из гранобластического агрегата зерен доломита с большей или меньшей примесью кварца, серицита и биотита. Серицит образует мелкие листочки, параллельным расположением подчеркивающие кристаллизационную сланцеватость; биотит же наблюдается большей частью в виде мелких порфиробластов.

Доломиты здесь ассоциируют со слюдяно-карбонатными сланцами и, естественно, дают с последними ряд постепенных переходов. Слюдяно-карбонатные сланцы состоят из тех же компонентов, что и описанные доломиты, и отличаются повышенным содержанием кварца (до 50% и больше) и слюд. Иногда в них появляется немного сфена и примесь рудных минералов, циркона.

В разрезах по Енисею карбонатные породы представлены преимущественно известковыми разностями, причем метаморфизм их здесь несколько сильнее. Хорошие обнажения известняков, слагающих ряд мелких складок, можно видеть по левому берегу Енисея ниже дер. Падериной. Известняки тонкослоистые, темно-серые, вполне перекристаллизованные и очень богатые примесями. Микроскопическое исследование показывает, что в наиболее чистых разностях известняков к карбонатному материалу примешивается до 20—30 % кварца, бесцветной слюды и светло-желтого биотита. В других прослойках те же примеси количественно преобладают над карбонатами, и такие разности заслуживали бы названия известково-сланцевых сланцев, если бы они обладали лепидобластической структурой. Породы эти массивные, микроструктура их переплетенная и вообще облик этих пород скорее роговиковый.

Соотношения этого типа известняков с другими компонентами комплекса неясны, так как от филлитовидных слюдяных сланцев, выступающих по Енисею сразу выше дер. Падериной, выходы известняков отделены большим перерывом в обнажениях. Вниз по Енисею кристаллические известняки сменяются известково-сланцевыми сланцами, однако и здесь обнажения тех и других разделены долиной небольшого притока Енисея.

Известково-сланцевые сланцы, как уже отмечено, обнажаются по Енисею примерно против устья р. Белокопытовой и представляют собой довольно мощную толщу толстослоистых сланцеватых буровато-серых или серо-зеленых пород, по своему облику напоминающих некоторые гнейсы енисейского комплекса. Но микроскопическое исследование показывает, что здесь мы имеем оригинальные среднезернистые породы с резко проявленной лепидобластической структурой, состоящие из кварца, кальцита, бурого биотита, кислого плагиоклаза, сфена, магнетита и пирита с примесью волокнистого актинолита в некоторых образцах. Количество кальцита меняется примерно от 40 до 60—80 %, бурый биотит всегда играет роль существенной составной части; кварц и кислый плагиоклаз (олигоклаз) образуют мелкозернистый гранобластический агрегат, неравномерно распределенный между более крупными зернами кальцита; сфен наблюдался не во всех шлифах, но иногда в виде крупных зерен. Магнетит и пирит являются несущественной примесью.

В верхнем (по течению) конце обнажений известково-сланцевые сланцы перекрываются грязно-зелеными актинолитовыми сланцами, перемежающимися с более массивными хлорит-актинолитовыми породами. В хлорит-актинолитовых сланцах ясно различима реликтовая бластопорфировая структура. Состоят они существенно из волокнистого актинолита, к которому примешивается только рудный минерал и альбит, образующий жилочки и отдельные скопления среди войлока актинолита. В массивных разностях появляется примесь зеленого изотропного хлорита и карбоната. На правом же берегу Енисея ниже устья р. Белокопытовой среди таких актинолитовых сланцев наблюдался прослой темно-зеленого актинолит-карбонатного сланца с резко выраженной порфиروبластической структурой. Мелкозернистый базис этих пород сложен доломитом, кварцем, светлым биотитом и обильным магнетитом; порфиробласты же представлены длинными призмами сине-зеленого актинолита и такими же крупными столбиками эпидота.

Единственный изолированный выход слюдяно-карбонатного сланца в пределах восточного участка — по левому берегу р. Ангара, прибли-

зительно в 13 км ниже дер. Рыбной — представлен породами, совершенно не отличимыми от слюдяно-карбонатных сланцев Енисея.

Празиниты. По правому берегу р. Ангары, ниже дер. Рыбной, на протяжении около 6 км вскрывается мощная толща массивных и сланцеватых празинитовых пород, содержащих редкие прослои кварцитов, графитистых и слюдяных сланцев. Среди празинитов преобладают довольно массивные или грубосланцеватые зеленые диоритовые или диабазовидные породы, как правило, средне- или мелкозернистые, часто с крупными звездчатыми обособлениями актинолитовой роговой обманки. С ними чередуются темно-зеленые мелкозернистые актинолитовые и изредка хлоритовые или хлорит-актинолитовые сланцы. В верхнем конце обнажений, например, в мысу, на котором расположена дер. Рыбная, преобладают серо-зеленые эпидотизированные диабазы, которые, однако, в большинстве случаев оказываются сильно рассланцованными и превращенными в актинолитовые или актинолит-хлоритовые сланцы. Те же празинитовые породы обнажаются и на левом берегу р. Ангары, в мысу немного ниже дер. Рыбной, но здесь они испытали повторный метаморфизм, обусловленный инъекцией посольненских пегматитов.

Петрографическое изучение позволяет выделить несколько разновидностей празинитовых пород, отличающихся преимущественно структурами и в меньшей степени минералогическим составом. Породы эти в свое время подробно описаны А. К. Мейстером под названием «амфиболиты» [1910, с. 388—402].

Массивные альбитовые празиниты представляют собой мелко- или среднезернистые совершенно массивные породы с ясно выраженной реликтовой офитовой структурой (рис. 18). Количественно в них резко преобладает голубовато-зеленая актинолитовая роговая обманка, образующая изометричные индивиды без ясных ограничений, большей частью с какими-то «растрепанными» контурами. Плаггиоклаз очень свеж, представлен альбитом (2—6% An), образующим призматические зерна, ориентированные во всевозможных направлениях, ксеноморфные по отношению к актинолиту. По плаггиоклазу развиваются эпидот или клиноцоизит в крупных зернах и карбонаты. В большинстве случаев имеется небольшая примесь кварца, очевидно, первичного. Местами наблюдаются розетки хлорита. Ильменит по краям замещен зернистым сфеном. Переплетенное расположение призм альбита создает полное впечатление офитовой структуры, хотя эти призмы и не обладают идиоморфными ограничениями и, наоборот, ясно замещаются актинолитом. Изредка альбит перекристаллизован в мелкозернистый гранобластический агрегат.

Массивные эпидотовые празиниты — по преимуществу мелкозернистые желтовато-зеленые породы, которые также состоят из голубовато-зеленого актинолита, альбита, эпидота, сфена, но здесь эпидот играет уже роль существенной составной части. В некоторых разностях наблюдается та же реликтовая офитовая структура, чаще же актинолит образует спутанно-волокнистый агрегат, к которому примешивается значительное количество крупнозернистого эпидота; альбит при этом только выполняет промежутки между зернами эпидота и актинолита.

Актинолитовые сланцы или сланцеватые празиниты представляют собой породы того же минералогического состава, отличающиеся только мелкозернистостью и резко выраженной сланцеватой текстурой. Под микроскопом мы видим в них преобладание волокнистого актинолита, в промежутках между волокнами которого размещается гранобластиче-



Рис. 18. Массивный альбитовый празинит. Р. Ангара, обр. 638a/1939. Николи +, увел. 11. Зарисовка с микрофотографии.

ский агрегат альбита, кварца и эпидота, причем эти минералы образуют, кроме того, самостоятельные секущие жилочки.

Хлоритовые сланцы слагают узкие зоны смятия, между прочим, иногда не совпадающие с общим простираанием формации. Под микроскопом они представляют тонкочешуйчатый агрегат зеленого хлорита, к которому примешивается только немного кварца, альбита и сфена. Судя по условиям залегания, породы эти образовались в несколько иных условиях и позже, чем собственно празиниты.

С описанными празинитовыми породами переслаиваются оригинальные кварцево-актинолитовые и кварцево-хлоритовые сланцы (кварциты), которые представляют собой зеленые или темно-зеленые плотные роговикового облика толстосланцеватые породы, состоящие преимущественно из гранобластического кварца, иногда тонко пропыленного графитистым веществом, причем к кварцу примешивается или длиноволокнистый актинолит, или пластинчатый хлорит. Тот и другой, располагаясь строго параллельно, обуславливают идеальную немато- или лепидобластическую структуру породы. Иногда эти сланцы обнаруживают тонкую полосчатость. Чередуются слойки, богатые кварцем и бедные актинолитом, со слоями, в которых преобладает актинолит, а кварц отходит на второй план, причем одновременно появляется примесь эпидота и карбоната.

Судя по условиям залегания, а также по составу, породы эти являются парасланцами.

Характерный и очень постоянный минералогический состав собственно празинитов, отсутствие слоистости, реликты офитовой структуры и т. д. достаточно убедительно говорят об изверженном происхождении. Исходных для них пород. Это отчасти подтверждается и данными химических анализов празинитов (см. табл. 1, ан. 22—27).

Сравнение приведенных в табл. 1 данных анализов друг с другом и с химизмом нормального габбро показывает, что метаморфизм исходного материала (каковым, очевидно, явились габбро-диабазовые породы) в процессе образования празинитов сопровождался существенным изменением химического состава. По-видимому, это изменение химизма исходного материала объясняется выносом кальция из породы при альбитизации плагиоклаза. Очевидно, кальций только частично фиксируется в альбитизированной породе в минералах эпидотовой группы и в роговой обманке и сфере; не менее половины его при этом выносятся прочь, по-видимому, в форме карбоната. Возможен одновременный привнос щелочей. На последних стадиях метаморфизма с образованием хлорит-актинолитового сланца из породы выносятся и щелочи. Интересно, что метаморфизм с образованием празинитовых пород имел место до инъекции слюдоносных (посолененских) пегматитов. Последние образуют в празинитах (на левом берегу р. Ангары) секущие тела, в контакте с которыми актинолитовые сланцы испытывают кибитизацию, т. е. повторный метаморфизм уже совершенно иного характера.

СВИТА КВАРЦИТОВ СУХОГО ХРЕБТА

Кварциты. Породы эти существенны и наиболее характерны для свиты кварцитов Сухого хребта, вскрывающейся р. Ангарой на участке между устьями рек Большой Мурожной и Картицы. Во всех хороших обнажениях в пределах этого участка мы видим переслаивание кварцитов с графитистыми сланцами и филлитами, причем кварциты едва ли являются преобладающим компонентом свиты. Просто благодаря большой устойчивости их к выветриванию они и образуют большинство обнажений, мягкие же сланцы обнажены только в том случае, если они образуют тонкие пропластки среди мощных горизонтов кварцита.

Внешний облик кварцитов Сухого хребта очень характерен. Это серые или синеvато-серые, очень плотные «сливные» породы с раковистым изломом. Простым глазом зернистость их различается редко. В некоторых горизонтах кварцитов, особенно на границе с пластами графитистого сланца, наблюдается ясная слоистость, выражающаяся в чередовании прослойков, более светлых чисто кварцевых и черных, обогащенных графитом.

Микроскопическое изучение обнаруживает их чрезвычайно однообразный состав, представленный кварцем с незначительной примесью серицита, хлорита, графита, пирита, редко турмалина и карбонатов. В большинстве случаев кварциты обладают гранобластической структурой вполне перекристаллизованных пород. В некоторых образцах, однако, еще можно наблюдать часть реликтовых кварцевых зерен, более крупных, которые имеют овальную форму, несут ясные следы окатывания и лишь цементируются вполне перекристаллизованным гранобластическим

мелкозернистым кварцитовым агрегатом. Листочки чешуйчатых минералов-примесей (серицита, хлорита, графита) всегда располагаются параллельно друг другу, в то время как пирит и турмалин имеют случайную ориентировку.

Графитистые сланцы и филлиты. Описанные кварциты повсюду переслаиваются с темно-серыми филлитами или совершенно черными графитистыми марающими сланцами. Филлиты по своему внешнему виду, составу и структуре почти не отличаются от типичных филлитов восточного участка мурожно-татарского комплекса. Они также тонкосланцеваты, иногда тонко слоффрированы; также состоят существенно из тонкозернистого агрегата кварца, серицита и хлорита. Очень часто в них наблюдаются тоненькие прослоечки, обогащенные графитистым веществом. Графитистые сланцы состоят существенно из гранобластического кварца и тонкочешуйчатого графита, к которым примешивается немного серицита, иногда биотит и турмалин. Понятно, что постоянно встречаются разности, переходные, с одной стороны, к филлитам, с другой — к кварцитам, и, кроме того, наблюдается постоянное переслаивание всех этих типов.

Условия залегания и реликтовые обломочные структуры, наблюдавшиеся в кварцитах, показывают, что вся свита Сухого хребта представляет собой продукт метаморфизма комплекса морских обломочных отложений, состоявших ранее из чередующихся пластов чистых кварцевых песчанников и битуминозных алевроитов.

Кварциты и графитистые сланцы южного участка. Несколько иного типа кварциты и графитовые сланцы распространены в бассейне рек Шилки и Ягодки, а также в районе Кондаковского слюдяного месторождения, причем совершенно очевидно, что отличия этих пород обусловлены большей степенью их метаморфизма на этих участках, обильно инъецированных пегматитами. По внешнему виду кварциты рек Шилки и Ягодки довольно разнообразны. Иногда они крупнозернистые, что наблюдается преимущественно в участках, густо инъецированных пегматитами, чаще же кварциты представляют собой сахаровидные белые, розовые или серые породы, весьма непрочные и при выветривании легко рассыпающиеся в белый чисто кварцевый песок. Иногда они совершенно массивны, иногда заметно слоисты, причем слоистость отмечена только в серых разностях и обусловлена присутствием значительного количества графитистого вещества, скопляющегося в отдельных прослойках. Изредка наблюдаются обогащенные серицитом сланцеватые разности, намечающие переход к слюдяным сланцам.

Массивные разности кварцита состоят целиком из гранобластического агрегата кварца, к которому примешиваются лишь параллельно расположенные и большей частью включенные в кварц мелкие пластинки мусковита. В слоистых серых кварцитах кроме слюды появляются чешуйки графита. В кварцитовых сланцах увеличивается содержание мусковита и появляется в том или ином количестве биотит; они сбиваются в пленки, намечающие лепидобластическую структуру породы. В ассоциации со слоистыми серыми графитистыми кварцитами на 29 км тракта Мамотово — Тасеево встречены оригинальные кварцево-графитовые сланцы, в некоторых прослоях чрезвычайно обогащенные турмалином. Это совершенно черные с шелковистым блеском пористые и легкие сланцеватые породы, состоящие из чередующихся прослоечков мелкозернистого кварца с прослойками графит-серицитового состава. Некоторые прослои этих сланцев переполняются мельчайшими призмочками турмалина с очень блед-

ным цветом плеохроизма, меняющимся от бесцветного по Ng до бледно-желтого по Nm , причем количество турмалина в этих прослоях достигает нередко 28—30%. Здесь совершенно очевиден пневматолиз (и достаточно сильный) со стороны более молодых интрузий.

ГЕНЕЗИС ПОРОД МУРОЖНО-ТАТАРСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА И ИХ ВОЗРАСТНЫЕ СООТНОШЕНИЯ

Состав исходного материала. Метаморфизм комплекса не настолько силен, чтобы могли возникнуть какие-нибудь затруднения при установлении характера исходного материала, послужившего для образования описанной сланцевой толщи. Совершенно очевидно, что различные филлиты и слюдяные сланцы образовались за счет глинистых осадков; известково-слюдяные сланцы — за счет мергелей; кварциты — за счет чистых кварцевых песчаников; различные зеленые сланцы и празиниты — при метаморфизме основных изверженных пород. Вместе с тем вся эта первично-осадочная толща, местами пронизанная послойными основными интрузиями, в настоящее время вполне перекристаллизована с образованием типичных кристаллических сланцев, причем реликты первичных структур исключительно редки и обнаружены только в кварцитах и метаморфизованных магматических образованиях.

Условия метаморфизма. Все исходные породы мурожно-татарского комплекса испытали своеобразный и сложный метаморфизм с образованием серии кристаллических сланцев. Степень и характер метаморфизма неодинаковы в различных участках. В ряде случаев совершенно отчетливо вырисовывается наличие повторных метаморфизмов, обусловленных преимущественно магматической деятельностью. Примерами проявления таких повторных процессов могут служить ороговивание филлитов татарского участка на р. Ангаре, биотитизация празинитов около дер. Рыбной, превращение филлитов в слюдяно-гранатовые сланцы в зоне развития слюдоносных пегматитов и т. д. Но если мысленно снять следы этих наложенных повторных метаморфизмов, то мы увидим, что весь комплекс, кроме того, испытал еще и некоторый более ранний метаморфизм, характеризующийся развитием минеральных ассоциаций, типичных для фации зеленых сланцев [Эскола, 1936], и имеющий в общем региональный характер.

Перечислим характерные породообразующие минералы комплекса.

Кварц распространен во всех породах комплекса, включая карбонатные.

Плагноклазы представлены только наиболее кислыми разностями — главным образом альбитом и редко олигоклазом. Альбит является характерным минералом празинитов, а также встречается в слюдяных сланцах. Олигоклазы же наблюдаются только в карбонатных породах. Характерно полное отсутствие основных плагноклазов, которые в обстановке данной фации полностью замещаются эпидотом.

Амфиболы представлены исключительно актинолитовой разностью с характерным игольчатым или волокнистым строением и распространены в празинитах, хлорит-актинолитовых и некоторых кварцитовых и карбонатных сланцах. Обыкновенная роговая обманка совершенно отсутству-

ет, актинолит же, очевидно, является вполне устойчивым в данной фации минералом.

Хлориты относятся к обыкновенным и типичным минералам различных филлитов, причем здесь они, несомненно, представляются первичными минералами прогрессивного метаморфизма. Кроме того, они нередко являются и диафторическими минералами и развиваются, например, по гранату. В празинитах хлориты относятся также к существенно диафторическим образованиям и развиваются в зонах смятия за счет актинолита.

Слюды представлены в филлитах тонкочешуйчатым серицитом или мусковитом, в слюдяных сланцах — зелепо-бурым или бурым биотитом, а в карбонатных породах светло-желтой слюдой, имеющей уже флогопитовый характер. Появление биотита во всех случаях свидетельствует об усилении степени метаморфизма, причем развивается он всегда по хлориту, который в слюдяных сланцах обычно исчезает совсем.

Гранат довольно широко распространен в филлитах и слюдяных сланцах. Любопытно, что в процессе прогрессивного метаморфизма гранат появляется в виде мелких порфиробластов очень рано — в филлитовую стадию и даже раньше биотита, что, по В. М. Гольдшмиту, характерно для гранатов спессартин-альмандинового состава [по А. Харкеру, 1937, с. 219]. А. К. Мейстер [1910, с. 535] приводит следующий анализ граната, выделенного из мусковитового сланца с р. Ангары (очевидно, обнажения левого берега ниже дер. Сметаниной): SiO_2 — 39,70; Al_2O_3 — 25,46; Fe_2O_3 — 0,10; FeO — 29,10; MnO — 4,60; MgO — 0,79; CaO — 0,72; Na_2O — 0,19; сумма — 100,66 (мас.%). Расчет показывает, что анализируемый гранат представляет собой альмандин с примесью 13% спессартиновой молекулы. Показатель преломления этого граната $n = 1,836 (\pm 0,004)$. Судя по такому же показателю преломления граната из гранатовых филлитов, последний не должен существенно отличаться от анализируемого. Размеры зерен граната и количество его в общем увеличиваются с увеличением степени метаморфизма.

Эпидот и клиноцоизит являются весьма распространенными минералами основных кристаллических сланцев, особенно празинитов, где они полностью замещают основные плагиоклазы.

Карбонаты, представленные кальцитом и доломитом, распространены в кристаллических известняках, доломитах и слюдяно-карбонатных сланцах.

Сфен, циркон, магнетит, пирит и графит принадлежат к второстепенным минералам. Часто встречается **турмалин**, очевидно, являющийся продуктом позднейшего пневматолита.

Главными породообразующими минералами мурожно-татарского комплекса, таким образом, являются: кварц, альбит, хлорит, серицит (и мусковит), эпидот, актинолит и карбонаты, к которым в сильнее метаморфизованных разностях прибавляется альмандин, а хлорит заменяется биотитом. Характерными парагенезисами являются: для карбонатных пород — кварц + карбонат + флогопит; для празинитов — альбит + эпидот + актинолит; для филлитов — кварц + серицит + хлорит, т. е. здесь мы имеем региональное развитие минеральных ассоциаций, типичных для фации зеленых сланцев [Эскола, 1936], и только местами наблюдается повышение степени метаморфизма с развитием альмандина и биотита, с увеличением крупности зерна и т. д.

Весьма характерно для комплекса полное отсутствие калиевых полевых шпатов, средних и основных плагиоклазов, обыкновенной роговой

обманки, пироксенов, которые здесь заменяются серицитом (мусковитом), альбитом, эпидотом и актинолитом. Условия метаморфизма здесь были совершенно иными, чем условия метаморфизма канского и енисейского комплексов.

Проявление повторных метаморфизмов. Проявление повторного контактового метаморфизма наиболее эффективно в филлитовой толще разрезов р. Ангара выше р. Татарки. Метаморфизм, по-видимому, обусловленный не вскрытой еще гиабиссальной пнтрузией, проявился здесь в общей легкой перекристаллизации пород (в результате чего почти полностью уничтожена сланцеватость филлитов), а также в развитии порфиробластов биотита и палочек турмалина. Характерно, что порфиробласты биотита часто ориентированы в этих ороговикованных филлитах поперек реликтовой сланцеватости. Это указывает на известный перерыв во времени между филлитизацией и ороговикованием, проявившимся в совершенно иной тектонической обстановке.

Точно так же совершенно очевидным является слабый диафторез кристаллических сланцев мурожно-татарского комплекса, наблюдающийся преимущественно в зонах смятия. Примером может служить превращение празинитов в хлорит-актинолитовые и хлоритовые сланцы.

Сложнее дело обстоит с местными повышениями степени метаморфизма, когда филлиты превращаются в слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы. Устанавливается совершенно отчетливо, что это местное повышение степени метаморфизма связывается с магматической деятельностью, именно с инъекцией слюдоносных пегматитов и связанными с ними кварцевыми жилками. Метаморфизм при этом осуществляется примерно по такой схеме: филлит → гранатовый филлит → слюдяно-гранатовый сланец → слюдяно-гранатовый гнейс, а степень его возрастает с приближением к участку, густо насыщенному пегматитами, где, кроме того, местами появляются ставролитовые и дистеновые сланцы. Переходы между всеми этими разностями проявляются как совершенно постепенные, и кристаллизационная сланцеватость филлитов при этом не только не утрачивается, но еще и подчеркивается. Поэтому в данном случае лучше говорить уже не о повторном метаморфизме, а только о местном усилении степени метаморфизма филлитовой толщи. Прекрасным примером наиболее высоких степеней этого метаморфизма может служить район Кондаковского слюдяного рудника, где слюдоносные пегматиты залегают в толще разнообразных средне- и крупнозернистых кристаллических сланцев. Кристаллические сланцы Кондаковского рудника детально были описаны А. А. Якжиным [1937]. Наиболее распространены среди них гранат-слюдяные сланцы, состоящие существенно из кварца, мусковита, биотита и граната, к которым вблизи пегматитовых жил примешиваются также микроклин, олигоклаз и турмалин. В некоторых разностях гранат-слюдяных сланцев появляются в качестве существенной составной части крупные порфиробласты ставролита, причем мною подмечено, что появление ставролита пространственно связывается с послойными кварцевыми жилами, зальбанды которых иногда покрыты корками крупных кристаллов этого минерала. Иногда встречаются также дистен- и силлиманит-слюдяные сланцы. Дистеновые сланцы, по А. А. Якжину [1937, с. 18], встречаются только около пегматитовых жил, иногда же дистен развивается на контактах с кварцевыми жилами. В ассоциации с кварцитами появляются местами гранат-роговообманковые сланцы, состоящие из граната, обыкновенной роговой обманки, кварца, андезина, слюды и акцес-

сорных минералов. Наконец, среди этих кристаллических сланцев более или менее мощными линзами залегают крупнозернистые кварциты и мраморы. А. А. Якжин среди породообразующих минералов кондаковских кристаллических сланцев выделяет минералы дислокационного метаморфизма и минералы контактов пегматитовых жил и пневматолита, причем к последним он относит турмалин, апатит, калиевый полевой шпат, дистен, частично ставролит. Таким образом, уже А. А. Якжиным отмечается большая роль пегматитовой инъекции в формировании данного типа кристаллических сланцев. В действительности же эта роль еще больше, и совершенно очевидно, что вообще все слюдяно-гранатовые сланцы и даже гранатовые филлиты Южно-Енисейского кряжа генетически и пространственно связаны с инъекцией слюдоносных пегматитов. Эта связь слюдяных сланцев и слюдоносных пегматитов подчеркивается всеми исследователями Южно-Енисейского кряжа [Якжин, 1937; и др.], но объясняется она обычно неправильно. Именно, всеми молчаливо принимается, что слюдоносные пегматиты формируются только в толщах слюдяных сланцев, которые, таким образом, рассматриваются как более древние образования и как среда, благоприятная для образования промышленно интересных мусковитовых пегматитов. На самом деле отношения здесь обратные. Упомянутые пространственная и генетическая связи пегматитов и слюдяных сланцев обуславливаются тем, что инъекция богатых летучими пегматитовых расплавов сопровождалась сильнейшим пневматолитом вмещающих пород, в результате которого почти любые богатые глиноземом породы превращены в слюдяные сланцы. Совершенно очевидно, что степень метаморфизма существенно определяется интенсивностью пегматитовой инъекции в пределах пегматитового поля и постепенно падает с удалением от последнего.

Кроме того, местами породы мурожно-татарского комплекса, по-видимому, испытали со стороны Посольненской интрузии инъекционный метаморфизм с развитием фельдшпатизированных в той или иной степени пород. В зонах инъекций мигматитовые образования перемежаются с биотит-плагиоклазовыми гнейсами и амфиболитами, совершенно не отличимыми от аналогичных образований енисейского комплекса. Ниже дана более подробная характеристика этих мигматитов, гнейсов и амфиболитов.

Историю формирования мурожно-татарского метаморфического комплекса можно представить себе в следующем виде. Вслед за складчатостью имела место интенсивная рассланцовка пород комплекса, которая сопровождалась региональной филлитизацией глинистых сланцев и превращением пластовых диабазовых интрузий в пазиниты. С этими же движениями, по-видимому, связывается и Посольненская интрузия, инъекционная в уже рассланцованные толщи и вызвавшая в них пеструю мигматизацию; с остаточными же расплавами Посольненской интрузии связывается существенно пневматолитический метаморфизм, выразившийся в превращении филлитов в слюдяно-гранатовые и другие сланцы. Таким образом, нужно думать, что все эти метаморфические процессы (существенно дислокационно-метаморфическая филлитизация, мигматизация и пневматолитический метаморфизм) хотя и накладывались друг на друга во времени, но проявились в течение одного тектономагматического цикла, когда физико-химические условия метаморфизма сменялись более или менее плавно, без скачков, в частности, плавно повышалась температура того или иного участка. Естественно, что в мурожно-татарском комплексе мы находим породы, метаморфизованные в самой различной степени и свя-

занные между собой самыми постепенными переходами. Метаморфизм же комплекса следует рассматривать как сложный, в котором проявления регионального дислокационного метаморфизма местами осложняются и усиливаются магматической деятельностью, в результате чего регионально развитая фация зеленых сланцев местами плавно сменяется температурной субфацией слюдяных сланцев. Что же касается описанных выше явлений ороговикования филлитов, то таковые, очевидно, обусловлены воздействием какой-то значительно более молодой интрузии.

Возрастное положение мурожно-татарского метаморфического комплекса устанавливается в основном путем анализа структур района, а также по взаимоотношениям с магматическими формациями, отчасти по степени метаморфизма.

Несогласное наложение мурожно-татарского комплекса на канский комплекс устанавливается достаточно отчетливо анализом геологической карты. Взаимоотношения с енисейским комплексом остаются неясными, но о более молодом возрасте мурожно-татарского комплекса по сравнению с енисейским говорит полное отсутствие интрузий ортогнейсов и гнейсогранитов татарского типа в толщах филлитов, кварцитов и слюдяных сланцев. Таким образом, мурожно-татарский комплекс следует рассматривать как самостоятельное образование, более юное, чем канский и енисейский комплексы, которые, очевидно, были метаморфизованы и пронизаны интрузиями еще до отложения осадков, образовавших мурожно-татарский комплекс.

Тот же анализ условий залегания и пространственного распределения главных компонентов мурожно-татарского комплекса позволяет примерно наметить его стратиграфический разрез. Очевидно, более древней является свита филлитов, обычно залегающая в крыльях крупных синклиналей, более юной — свита кварцитов Сухого хребта, располагающаяся в осевых частях этих синклинальных складок. Обе свиты отличаются друг от друга своей фациальностью; в свите кварцитов Сухого хребта не найдены диабазы, образующие пластовые интрузии в свите филлитов. Можно думать поэтому, что они отделены перерывом, но перерывом относительно незначительным, ибо характер складчатости и степень метаморфизма, а также отношения к кислым интрузиям в обеих свитах совершенно одинаковы, что и заставляет меня объединить их в один метаморфический комплекс. Таким образом, свита филлитов, по-видимому, еще до отложения или в самом начале отложения свиты кварцитов Сухого хребта была пронизана пластовыми интрузиями диабазов, причем не исключена возможность проявления и одновременной экструживной деятельности. Во всяком случае, актинолит-хлоритовые сланцы енисейских разрезов местами имеют довольно ясно выраженный туфогенный характер.

Диабазовые интрузии в настоящее время сильно изменены и превращены в празиновые породы. И по составу, и по характеру метаморфизма они исключительно близко напоминают так называемые диабазы таракского типа (см. ниже), секущие многочисленными дайками канский и енисейский комплексы, а также Таракскую гнейсогранитную интрузию. Мне кажется, имеются все основания генетически связывать ангарские празиновые с диабазами таракского типа и рассматривать последние как подводящие каналы экструживной и пластовых интрузий, тем более, что верхняя возрастная граница празинов и диабазов таракского типа определяется одинаково — те и другие прорезаны и метаморфизованы посольненскими гранитами и пегматитами. Несколько большая сохранность таракских диа-

базов по сравнению с празинитами вполне естественна — они залегают дайками в толще массивных и вполне консолидированных гнейсов и гранитов, в то время как празиниты образовались из пластовых диабазовых интрузий, внедрившихся в консолидированную осадочную толщу и вместе с последней переживших и складчатость, и расщеливание, и региональный метаморфизм.

Вся осадочная существенно глинисто-песчаная толща, пронизанная местами диабазовыми интрузиями, испытала энергичную складчатость, затем расщеливание и региональный метаморфизм в условиях фаций зеленых сланцев и, наконец, была интродуцирована посольненским гранитом и слюдоносными пегматитами, в результате чего мы имеем местное усиление степени метаморфизма. Посольненской интрузией определяется верхняя возрастная граница мурожно-татарского комплекса.

Усть-ангарские известняки совершенно не метаморфизованы и дислоцированы в совершенно ином плане по сравнению с филлитами, что ясно указывает на трансгрессивное налегание их на мурожно-татарский комплекс — факт, отмеченный еще А. К. Мейстером [1910]. Правда, наблюдавшиеся контакты усть-ангарских известняков и филлитов имеют тектонический характер, но масштаб перемещений, очевидно, не является сколько-нибудь значительным, поскольку в контакте мы имели соприкосновение сильно метаморфизованных биотитовых филлитов с совершенно не метаморфизованными глинистыми известняками. Менее ясны отношения мурожно-татарского комплекса с так называемыми «удерейскими сланцами», выступающими в разрезах по р. Ангаре, выше дер. Рыбной. Последние обнажены плохо — расстояние между ближайшими обнажениями мурожно-татарского комплекса (празинитами) и удерейскими глинистыми сланцами по р. Ангаре обычно 3—4 км. Однако и здесь мы имеем ту же в общем ситуацию, что и с усть-ангарскими известняками. Удерейские сланцы совершенно не метаморфизованы и дислоцированы в ином (северо-западном) направлении.

Таким образом, мурожно-татарский метаморфический комплекс является более молодым, чем архейские гнейсовые толщи Южно-Енисейского края, и более древним, чем усть-ангарские известняки и удерейские сланцы, имеющие несомненно протерозойский возраст. Общее стратиграфическое положение мурожно-татарского комплекса позволяет отнести его к самым низам протерозоя.

Глава 4

УСТЬ-АНГАРСКИЕ ИЗВЕСТНЯКИ И УДЕРЕЙСКИЕ СЛАНЦЫ

По данным А. К. Мейстера [1910], вся южно-енисейская тайга, т. е. часть Енисейского края, расположенная в междуречье Ангары и Большого Пита, существенно сложена нормально-осадочными, более или менее сильно дислоцированными, но испытывавшими весьма слабый метаморфизм толщами известняков и глинистых сланцев докембрийского возраста. Судя по работам Е. Н. Щукиной и Г. И. Петрова [1936], В. А. Обру-

чева [1939], С. В. Обручева [1932, 1933] и др., стратиграфия нормально-осадочного докембрия Енисейского кряжа является сложной и еще недостаточно разработанной. На территории Южно-Енисейского кряжа соответственного типа образования распространены очень ограниченно. Изучены они недостаточно, будучи пересеченными только маршрутами по рекам Ангара и Енисей. Имеющиеся в моем распоряжении материалы позволяют расчленить их пока совершенно отчетливо только на два комплекса осадочных формаций, резко отличающихся петрографическим составом и, очевидно, отделенных друг от друга напряженной складчатостью, сопровождающейся гранитными интрузиями. Это — комплекс усть-ангарских известняков и удерейских сланцев и сланцево-доломитовый комплекс восточной окраины Енисейского кряжа, соответствующий среднеизвестняковому и верхнеизвестняковому отделам стратиграфической схемы С. В. Обручева [1932, 1933] и описанный в следующей главе.

Усть-ангарские известняки и переслаивающиеся с ними мергелистые и глинистые сланцы распространены в северо-западной части Южно-Енисейского кряжа и вскрыты в серии хороших обнажений по Енисею, между р. Белокопытовой и устьем р. Ангара, а также по р. Ангаре, ниже р. Татарки. Темно-серые, иногда почти черные толсто- и тонкослоистые известняки, большей частью глинистые и содержащие тонкие прослойки серого глинистого сланца, образуют здесь рядне особенно крупных складок с преобладающим север-северо-восточным простиранием крыльев. Наблюдающиеся в разрезах по Енисею северо-восточные простирания, очевидно, отражают приспособление известняковой толщи к контакту с более древним и жестким метаморфическим комплексом. Складки имеют вообще открытый характер. Они иногда пологие, местами же пережаты и даже слегка опрокинуты на запад. Известняки пронизаны рядом послойных даек (или силлов) диабаз, изогнутых в складки и сброшенных вместе с вмещающими известняками.

Известняки, как уже отмечено выше, характеризуются темно-серой, иногда почти черной окраской, обладают плотным сложением и раковистым изломом. Слоистость известняков подчеркивается большей или меньшей примесью глинистого материала, причем в разрезе мы имеем обычно чередование известняка, более или менее чистого, с прослоями глинистых известняков или даже мергелистых и глинистых сланцев. Микроскопическое исследование показывает, что известняки являются криптокристаллическими, иногда замечается примесь обломочного кварца и листочки серицита, а также темного углисто-глинистого вещества. Характерна почти региональная пиритизация черных известняков.

Переслаивающиеся с известняками глинистые сланцы обладают пепельно- или темно-серой окраской и землистым изломом. Микроскопическое изучение показывает, что состоят они из адиагностической глинистой неясно зернистой массы, переполненной параллельно ориентированными тончайшими чешуйками серицита. Иногда сланцы принимают совершенно черную окраску от примеси углистого или графитистого вещества, причем такие разности обычно сильно пиритизированы.

О мощности и нормальном стратиграфическом разрезе свиты усть-ангарских известняков судить трудно, благодаря проявлению в ней мелкой повторной складчатости и отсутствию в разрезе базальных ее горизонтов. Можно предполагать только, что общая мощность толщи достигает 1—2 км. В разрезе в пределах широтного участка течения Енисея, сразу

выше устья р. Ангары, можно видеть, что с востока на запад обнажаются все более и более высокие горизонты известняковой толщи, собранной в мелкие пологие складки и затем, после некоторого перерыва в обнажениях, уже на левом берегу Енисея, известняки сменяются глинистыми сланцами с редкими горизонтами известняков. Смена фаций в вертикальном разрезе происходит, по-видимому, постепенно. В нижних горизонтах преобладают слоистые известняки, причем толстые массивные прослойки относительно чистых серых известняков чередуются с тонкими прослойками сланцеватого глинистого известняка или мергеля. Ниже по течению и, очевидно, выше стратиграфически развиты темно-серые и почти черные плитковатые глинистые известняки, чередующиеся с мощными горизонтами глинистых сланцев. Наконец, в верхней части разреза мы имеем мощную толщу темно-серых глинистых, иногда слегка филлитизированных и пльчатых глинистых сланцев с довольно мощными (до 10—15 м) горизонтами массивного светло-серого неслоистого известняка.

Стратиграфическое положение свиты усть-ангарских известняков и глинистых сланцев определяется следующими отношениями. Анализ геологической карты показывает, что они налегают трансгрессивно на филлиты и кварциты мурожно-татарского метаморфического комплекса, причем известняковая толща в зоне хорошо изученного контакта (устье р. Татарки) оказывается дислоцированной в совершенно ином плане, чем подстилающие ее филлиты. Непосредственный контакт филлитов и усть-ангарских известняков, в частности наблюдаемый на обоих берегах р. Ангары сразу ниже устья р. Татарки, является тектоническим, но в этом тектоническом контакте соприкасаются (разделенные незначительной по мощности зоной смятия) сильно метаморфизованные филлиты и совершенно неметаморфизованные, а только рассланцованные известняки. Верхняя стратиграфическая граница толщи усть-ангарских известняков определяется соотношениями с изверженными породами. Усть-ангарские известняки во многих местах пронизаны оливин-гиперстеновыми диабазами, всегда образующими послойные дайки или силлы, изогнутые в складки вместе с известняками. Очевидно, интрузия диабазовой магмы имела место до складчатости и, во всяком случае, до завершения складчатости усть-ангарских известняков. Кроме того, усть-ангарские известняки прорезаны и секущими телами Ангарского гранита. Интрузия последнего обусловила легкий контактовый метаморфизм известняково-сланцевой толщи.

Я склонен объединить совершенно условно в один комплекс с усть-ангарскими известняками свиту серых глинистых сланцев, обнажающихся по берегам р. Ангары между дер. Рыбной и мысом Гребень, т. е. сланцев, которые А. К. Мейстером в свое время были названы «ударейскими». Сланцевая толща здесь собрана в мелкие пережатые складочки северо-западного простирания и в том же направлении рассланцована. Сложена она серыми и темно-серыми тонкослоистыми глинистыми и алевритовыми сланцами. С продвижением на восток начинают появляться прослойки мелкозернистых серых песчаников, а также развивается мелкая косая слоистость морского типа. Очевидно, с продвижением на восток мы переходим к отложениям более мелководных фаций.

В западной части разреза, у дер. Бельской, наоборот, развиты пепельно-серые очень тонкие глинистые сланцы, иногда принимающие желтую и красную окраску, что связано с развитием здесь древней коры выветри-

вания. Кое-где удерейские сланцы заметно филлитизируются, приобретая шелковистый блеск на поверхностях сланцеватости. Во многих случаях они перебиты тонкими секущими кварцевыми и кварцево-карбонатными жилами.

Микроскопическое изучение удерейских сланцев показывает, что они обладают преимущественно алевритовым и алевропелитовым составом и состоят из угловатых обломочных зернышек кварца, сцементированных глинистым материалом, пропитанным тончайшими чешуйками хлорита. Изредка появляются в цементе параллельно ориентированные листочки серицита, а также зерна карбоната. Песчанистые горизонты удерейской свиты представляют собой более массивные слоистые тонкозернистые породы, состоящие целиком из прекрасно окатанных и сортированных зерен кварца. Цемент их глинистый, но заметно перекристаллизованный с развитием серицитовых слюдок. Некоторые разности тонкозернистых песчаников отчасти напоминают кварциты Сухого хребта, но отличаются отсутствием перекристаллизации и обломочной структурой.

Имеющихся в моем распоряжении материалов недостаточно для того, чтобы дать какое-либо определенное заключение относительно стратиграфического положения удерейских сланцев. От свиты филлитов удерейские сланцы отделяются по р. Ангаре четырехкилометровым перерывом в обнажениях, и только резкое различие в степени метаморфизма и особенно в направлении складчатости и рассланцовки обеих свит заставляет считать удерейские сланцы ангарского разреза значительно более юным, по сравнению со свитой филлитов, образованием. На востоке, у мыса Гребень, удерейские сланцы отделены ясно выраженным нарушением от более молодой верхнепротерозойской «гребенской» свиты [С. Обручев, 1932, 1933].

Таким образом, в моем распоряжении нет никаких материалов для определения взаимоотношений удерейских сланцев и усть-ангарских известняков — обе свиты объединены мной в один осадочный комплекс только на основании совершенно одинакового проявления и направления складчатости и рассланцовки, а также большого петрографического сходства удерейских сланцев со сланцевыми компонентами свиты усть-ангарских известняков. Впрочем, наблюдения других авторов в районах, расположенных несколько севернее, как будто подтверждают очень близкий возраст обеих свит. Обращение к литературным источникам также не дает определенного решения вопроса об относительном возрасте усть-ангарских известняков и удерейских сланцев; хотя другой вопрос, в частности, о согласном залегании их, о характере складчатости и отношении к гранитным интрузиям, решается, по-видимому, совершенно определенно. Поэтому первый вопрос — вопрос о стратиграфическом расчленении известняково-сланцевых толщ, развитых по северной окраине Южно-Енисейского кряжа — лучше считать открытым и до выполнения более детальных исследований рационально объединить названные толщи в единый осадочный комплекс (комплекс усть-ангарских известняков и удерейских сланцев), вероятно, соответствующий питской формации П. И. Бабинцева и характеризующийся складчатостью северо-западного простирания, региональной рассланцовкой, а также прорванный и метаморфизованный гранитными интрузиями (Ангарский, Татарский и Ахтинский плутоны). Этот комплекс усть-ангарских известняков и удерейских сланцев, сложенный нормально-осадочными породами, по-видимому, должен быть отнесен к среднему протерозою.

СЛАНЦЕВО-ДОЛОМИТОВЫЙ КОМПЛЕКС ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Восточная окраина Енисейского кряжа, по данным А. К. Мейстера [1910], сложена доломитами, известняками и глинистыми сланцами его верхнеизвестнякового отдела метаморфической группы; изверженные породы здесь совершенно отсутствуют; осадочные толщи собраны в сравнительно простые складки. Стратиграфические отношения и особенности тектоники сланцево-доломитовых толщ восточной окраины Енисейского кряжа значительно уточнены С. В. Обручевым [1933], который на основании изучения разрезов по рекам Ангаре и Иркинской разделил верхнеизвестняковый отдел А. К. Мейстера на два отдела: среднеизвестняковый и верхнеизвестняковый, а каждый из них в свою очередь на ряд свит. В 1939 г. мне удалось повторить часть маршрута С. В. Обручева и, как мне кажется, несколько уточнить его стратиграфическую схему, в общем совершенно правильную.

Наблюдения по обоим берегам р. Ангара от мыса Гребень до дер. Каменки показали прежде всего, что развитые на этом участке сланцево-доломитовые толщи совершенно отчетливо разделяются на две самостоятельные формации (нижне- и верхнедоломитовую), вполне соответствующие средне- и верхнеизвестняковому отделам С. В. Обручева и разделенные фазой складчатости. Каждая из формаций может быть подразделена по особенностям петрографического состава на ряд согласно залегающих свит, для которых я использую названия, предложенные С. В. Обручевым. Вопросы стратиграфии верхнего протерозоя достаточно подробно рассмотрены в особой статье [Кузнецов, 1941], где приведен весь необходимый фактический материал в виде описаний наиболее важных обнажений, разрезов и т. д. В настоящей главе можно ограничиться только изложением схемы стратиграфии и петрографической характеристикой выделенных формаций и свит.

НИЖНЯЯ ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Нижняя доломитовая формация (среднеизвестняковый отдел С. В. Обручева) в пределах изученного участка пересекается р. Ангарой четыре раза, причем нижние три свиты дают прекрасные разрезы и хорошо выделяются со всеми своими особенностями во всех пересечениях.

Погоруйская свита представляет собой наиболее низкий стратиграфический горизонт нижней доломитовой формации. Породы основания свиты, а также нижняя ее часть нигде не вскрыты, почему мощность ее 400 м, принятая С. В. Обручевым и определяемая непосредственными наблюдениями вскрытой части свиты, является только минимальной. Сложена свита в основном темно-серыми и черными очень крепкими алевроитовыми сланцами с многочисленными, но очень тонкими более светлыми песчанистыми прослойками. В верхних горизонтах количество песчанистых прослоек увеличивается, и здесь появляются редкие, но более мощные (20—50 см) прослои светло-серых кварцитовидных песчаников и слив-

ных кварцитов. Венчается свита характерным горизонтом розоватого сливного кварцита около 3 м мощности, наблюдавшимся в ряде обнажений у Аладьиной шиверы и выше р. Верхней Ослянки.

Микроскопическое изучение пород погорюйской свиты показывает, что сланцевые ее компоненты имеют всегда алевропелитовый и алевритовый характер, обычно обладают тонкой слоистостью, наблюдаемой под микроскопом и выражающейся в чередовании прослоечков алевритового и глинистого состава. В алевритовых прослойках различаются только обломочный кварц и серицит. Глинистая неяснозернистой структуры масса пропитана зеленым хлоритом. В качестве примеси в ней отмечены редкие рудные зернышки. Породы эти грубо рассланцованы, причем их сланцеватость часто не согласна с их слоистостью. Кварцитовидные песчаники и кварциты обладают более светлой окраской — серой, редко белой и розоватой, иногда белой с розовыми пятнами. На поверхности выветривания они часто буреют — от окисления тонкой вкрапленности пирита и карбонатов. Микроскоп показывает, что кварцитовидные песчаники эти состоят из прекрасно окатанных зернышек кварца с примесью зерен кислого плагиоклаза и обломочного мусковита. Изредка встречаются окатанные зерна турмалина. В некоторых разностях обилён доломит в виде крупных идиоморфных зерен, очевидно, представляющих уже продукт перекристаллизации первичной карбонатной примеси к осадку, вероятно, ранее входивший в состав цемента. Последний в кварцитовидных песчаниках и кварцитах иногда отсутствует и кварцевые зерна соприкасаются непосредственно, вплотную друг к другу; во многих случаях при этом ясно проявляется регенерационная структура, в ряде случаев наблюдается карбонатный цемент.

Свита Карточки залегает совершенно согласно на погорюйской свите. Более или менее полные разрезы ее можно наблюдать на правом берегу р. Ангара выше дер. Кокуй, около дер. Верхотуровой, в Аладьинской шивере, а также между реками Нижней Ослянкой и Хамадочи. Мощность ее по наблюдениям в ряде непрерывных разрезов достигает 250—280 м. Свита Карточки целиком слагается своеобразными тонкослоистыми мергелистыми сланцами бледно-зеленых или лиловатых оттенков, причем очень часто среди них встречаются пестрые сланцы с очень тонкой перемежаемостью зеленых и лиловых прослоечков. Зеленоватые разности состоят из чередующихся зеленоватых (глинистых) и беловатых (карбонатных) прослоечков, имеющих мощность от долей до 1—2 мм. Глинистые прослойки, как показывает микроскоп, состоят из микрозернистой массы, в которой различаются тончайшие листочки серицита и зеленого хлорита, а также зернышки кварца. Карбонатные прослойки обычно обладают меньшей мощностью и также содержат примесь глинистого материала. Пестрые сланцы характеризуются чередованием тончайших зеленоватых и лиловатых прослоечков мощностью 0,3—0,5 мм. В них зеленые прослойки являются существенно глинистыми, лиловые же — существенно карбонатными. Зеленая окраска обусловлена развитием хлорита. Лиловые сланцы более однородны. Они богаче карбонатным материалом, чем зеленые и пестрые; окраска же их обусловлена наличием тонких параллельных слоистости пленок непрозрачных окислов железа. Наблюдается некоторое изменение состава свиты в вертикальном разрезе. Во всяком случае в обнажениях выше р. Ослянки замечено, что в нижней части свиты преобладают зеленоватые сланцы, в верхней — лиловые, т. е. в верхних горизонтах постепенно увеличивается количество карбонатного ма-

териала. Дальнейшее увеличение содержания последнего ведет к осветлению пород, в связи с чем в самых верхних горизонтах свиты зеленые и лиловые мергелистые сланцы уже совершенно согласно перекрываются желтоватым брекчиевым доломитом аладынской свиты.

Мергелистые сланцы свиты Карточки обладают характерной плитковатой отдельностью, параллельной наслоению, а также грубой рассланцовкой.

Аладынская свита имеет мощность около 250 м. Сложена она целиком желтовато-серыми кристаллическими доломитами, имеющими в основании большей частью брекчиевидную структуру. Хорошие обнажения аладынской свиты можно видеть на правом берегу р. Ангары выше дер. Кокуй, по обоим берегам р. Ангары, в Аладынской шивере у дер. Потоскуй, а также против р. Талец. Петрографический облик доломитов и мощность свиты хорошо выдерживаются во всех разрезах, причем интересной особенностью аладынской свиты является наличие среди доломитов скоплений крупнокристаллического магнезита в виде неправильных гнезд, линз, а также тонких послойных и секущих жилочек. Микроскопическое изучение показывает, что магнезит явно метасоматически замещает тонкозернистую доломитовую массу и образует в ней ясные жилки, ориентированные параллельно (в шлифе) друг другу. По р. Ангаре подобные месторождения магнезита обнаружены в доломитовых скалах выше дер. Кокуй и против дер. Потоскуй.

Потоскуйская свита сложена существенно черными глинистыми сланцами, местами содержащими маломощные горизонты серого оолитового доломита.

Петрографический облик глинистых сланцев достаточно характерен. Это — исключительно тонкозернистые, глинистые породы, обладающие тонкой правильной слоистостью и почти всегда тонкопиритизированные. Под микроскопом в них обнаруживается только глинистая микрозернистая, почти не действующая на поляризованный свет масса, в которой различаются тончайшие чешуйки серицита и довольно обильный пирит, образующий мелкие округлые конкреции. Впрочем, в некоторых образцах сланцев отмечается незначительная примесь карбонатного материала. Серые кристаллические доломиты местами имеют оолитовое строение. Под микроскопом большая часть оолитовых образований вполне перекристаллизована и представлена беспорядочно ориентированными кристаллами доломита, более крупными, чем зерно цементирующей массы. Местами, однако, сохранилась концентрическая структура оолитов. Не исключена возможность, что оолитовая структура эта имеет органическое происхождение.

Итак, сводный разрез нижнедоломитовой формации (среднеизвестняковый отдел С. В. Обручева) может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

	Мощность, м
1) погоруйская свита (серые алевритовые сланцы с прослоями песчаников; нижние горизонты не вскрыты)	400
2) свита Карточки (зеленоватые, лиловатые тонкослоистые мергелистые сланцы)	250—280
3) аладынская свита (доломиты с магнезитом)	250
4) потоскуйская свита (черные глинистые сланцы с тонкими прослоями доломита)	200—300
	<hr/> 1100—1230

Суммарная мощность формации 1100—1200 м, очевидно, минимальна, так как в ее разрезе отсутствуют верхняя и нижняя части.

Тектоника нижнедоломитовой формации характеризуется развитием простых складок северо-восточного простирания с падением крыльев в среднем около 45° . Изученный ее разрез от дер. Кокуй до р. Хамадочи ориентируется примерно вдоль одной антиклинальной складки, ось которой обнаруживает в плане совершенно отчетливые плавные изгибы. В обнажениях по р. Ангаре мы наблюдаем преимущественно северо-западное крыло этой антиклинали; юго-восточное же ее крыло срезано здесь крупным дизъюнктивом сбросового характера.

ВЕРХНЯЯ ДОЛОМИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Верхняя доломитовая формация (верхнеизвестняковый отдел С. В. Обручева) встречена в нескольких изолированных друг от друга пунктах. Это затрудняет сопоставление отдельных горизонтов и свит и лишает возможности составить полный ее разрез. Судя по карте С. В. Обручева, верхняя доломитовая формация значительно лучше обнажена по р. Ангаре выше дер. Каменки и по р. Иркинеевой, т. е. в участках, где побывать мне не удалось. Имеющийся в моем распоряжении материал по осмотренной части разрезов верхнеизвестнякового отдела не дает возможности составить точную стратиграфическую схему последнего. Наиболее вероятным, впрочем, является следующий его нормальный разрез (снизу вверх):

	Мощность, м
1) гребенская свита	780—880
2) свита Манжи	400
3) джурская свита	350—400
4) ваничковская свита	200—300
5) свита Лантак	400
	<hr/> 2130—2380

В этой схеме совершенно определенно устанавливаются следующие соотношения: 1) согласное налегание свиты Манжи на шантарскую свиту С. В. Обручева, которая соответствует верхним горизонтам гребенской; 2) согласное налегание ваничковской свиты на джурскую и свиты Лантак на ваничковскую. Неясным остаются стратиграфические отношения между свитой Манжи и джурской свитой, ибо в разрезе у Шантарской шиверы они разделены большим перерывом и, по-видимому, крупным дизъюнктивом. Не исключена возможность, что взятые вместе джурская и ваничковская свиты соответствуют гребенской, ибо все они выглядят весьма похожими литологически и содержат одинакового типа водоросли; общая мощность формации в таком случае должна соответственно уменьшиться.

Гребенская свита обнажена на р. Ангаре только у скалы Гребень. Она падает здесь моноклинально на юго-запад под углом около 60° . Нижняя часть ее, очевидно, срезана нарушением, отделяющим протерозой от красноцветных кембрийских песчаников. Схематизированный разрез обнаженной части свиты (снизу вверх):

	Мощность, м
1) Серый и розовый кристаллический доломит; видная мощность	40—50
2) черные мягкие листоватые аргиллиты	100
3) доломит, внизу черный, выше светлый с водорослями <i>Colenia</i> sp.	80—100

	Мощность, м
4) черные и серые листоватые аргиллиты	250
5) доломит с <i>Collenia</i> cf. <i>baicalica</i> Masl., выше сменяющийся темно-серым известняком	60—80
6) черные и серые слоистые аргиллиты с известковистыми конкрециями и прослоями черных углистых сланцев; мощность свыше	250—300

Свита Манжи выступает только в районе Шантарской шиверы. Сложена она целиком серыми и желтоватыми доломитами без водорослей.

Джурская свита слагает ядро крупной антиклинальной складки. В ее составе преимущественно развиты водорослевые доломиты. Нижние горизонты свиты представлены пепельно-серыми мелкозернистыми доломитами с прослойками и линзами черного и серого кремня и с двумя прослойками около 20 м мощностью зеленовато-серых мягких аргиллитов, наблюдавшихся в обоих крыльях антиклинали. Выше залегают серые и розовые слоистые доломиты, содержащие колонии водорослей *Conophyton* n. sp., *Collenia* sp. и *Collenia* cf. *baicalica* Masl. Наиболее высокие горизонты представлены слоистыми плитковатыми лиловыми доломитами (левый берег) и кристаллическими черными и розовыми доломитами (правый берег), которые перекрыты черными мягкими аргиллитами ваничковской свиты.

К джурской же свите должны быть отнесены и доломиты руч. Ваничкова, где можно наблюдать чередование пластов серых, лиловых и горохово-желтых тонкозернистых плотных доломитов, иногда содержащих значительную примесь обломочного материала в виде окатанных кварцевых зерен. Ниже кл. Ваничкова пепельно-серые и сиреневые доломиты содержат массу некрупных водорослей *Collenia* cf. *chinensis* Grabau и *Conophyton* n. sp. Водорослевые доломиты перекрываются мощной пачкой желтых и серых кристаллических доломитов, содержащих включения твердых битумов, и затем аргиллитами ваничковской свиты.

Ваничковская свита почти целиком сложена черными и буроватыми мягкими аргиллитами, очень легко разрушающимися и совершенно не дающими естественных обнажений. В верхних своих частях свита содержит два прослоя белого кварцитовидного песчаника мощностью 5—6 м каждый. О мощности свиты судить трудно, так как обнажена она очень слабо. Указанная выше мощность 200—300 м является только наиболее вероятной.

Свита Лантак образует крупную и довольно плоскую синклинальную складку в районе рек Лантак и Хамадочи. В обоих крыльях складки можно наблюдать согласное налегание свиты Лантак на ваничковскую, причем в обоих крыльях наиболее характерными для верхних горизонтов ваничковской свиты оказываются прослои белых кварцитовидных песчаников. Состоит свита Лантак целиком из карбонатных пород, которые в нижних частях свиты представляются слоистыми пепельно-серыми плотными известняками с частыми прослойками совершенно черного известняка. Стратиграфически выше они сменяются такими же толстослоистыми серыми доломитами с многочисленными линзами черного кремня.

Более подробная характеристика верхнеизвестнякового отдела, а также описание многих обнажений даны мной в особой статье [Кузнецов, 1941].

Породы, слагающие перечисленные выше свиты, петрографически очень близки и, например, доломиты или аргиллиты различных свит почти не отличимы друг от друга.

Наиболее характерным компонентом верхней доломитовой формации являются глинистые породы, представленные буровато-серыми и буровато-черными аргиллитами, иногда микрослоистыми и поэтому листоватыми, не несущими никаких признаков вторичной сланцеватости. Диagenетизированы аргиллиты весьма слабо. Они легко разламываются руками, размокают в воде и при выветривании распадаются в мелкую щебенку с характерным раковистым изломом, ориентированным произвольно и не совпадающим с наслоением. Очень часто на поверхности наслоения аргиллитов обнаруживается масса черных неправильных пятен, как бы отпечатков растительного материала. Многие аргиллиты заметно известковистые и содержат эллиптической формы конкреции. Микроскоп показывает, что аргиллиты эти состоят из исключительно тонкоотмученной микрозернистой глинистой массы, слабо действующей на поляризованный свет и переполненной темно-бурыми, почти непрозрачными комочками аморфного вещества. Любопытно, что эта глинистая, по-видимому, субмикроскопически чешуйчатая масса оптически закономерно ориентирована и гаснет во всем шлифе более или менее одновременно. Подобного типа аргиллиты характерны для гребенской и ваничковской свит. Некоторое различие между аргиллитами обеих этих свит сводится к тому, что аргиллиты гребенской свиты обычно имеют известковистый характер, содержат конкреции, а также прослои мергелей и темно-серого глинистого известняка, тогда как аргиллиты ваничковской большей частью являются чисто глинистыми и содержат прослои кварцитовидных песчаников.

Песчанистые породы являются большой редкостью среди пород верхнего известнякового отдела и встречаются только в ваничковской свите. Это — чисто белые, желтоватые или розоватые кварцитовидные песчаники и кварциты, состоящие из прекрасно окатанных и сортированных зерен кварца с незначительной примесью кислого плагиоклаза, микроклина, турмалина, циркона. Цемент у них обычно кварцевый, а структура регенерационная. Характер цементации зерен различен — в некоторых образцах описываемые породы рыхловаты, в других для них характерна плотность сливных кварцитов.

Известняки ассоциируют большей частью с аргиллитами и образуют маломощные горизонты в последних. Очень часто также известняками представлены переходные горизонты — пограничные между аргиллитами и доломитами. В громадном большинстве случаев известняки представляют собой серые, темно-серые и буровато-черные, часто глинистые, совершенно плотные, афанитовые породы с занозистым или раковистым изломом. Под микроскопом в них различается только микрозернистый агрегат кальцита и иногда довольно много буро-черного битуминозного вещества, играющего роль цемента. При травлении шлифа соляной кислотой в большинстве разновидностей известняков освобождаются ромбоэдри доломита, располагающиеся цепочками и ориентированные по извилистым трещинкам параллельно наслоению. Некарбонатных примесей в виде глинистого вещества и мельчайших кристалликов пирита обычно нет. Наблюдались подобного типа известняки в гребенской и ваничковской свитах (редко), а также в нижней части свиты Лантак.

Доломиты обнаруживаются во всех свитах, причем в свитах Манжи, джурской и Лантак они составляют наиболее существенную часть их объема. По своему внешнему облику доломиты верхней доломитовой формации весьма разнообразны. Среди них наблюдаются различия массивные и слоистые, афанитовые и яскрокристаллические, плотные и пористые, со-

вершенно чистые и загрязненные глинистым материалом или же со значительной примесью кварцевого песка. Окраска доломитов также сильно меняется. Наблюдаются белые, розоватые, серые, черные, лиловые, красные оттенки в доломитах различных свит. Наконец, в гребенской и джурской свитах широко распространены водорослевые доломиты. Окраска доломитов является наиболее бросающимся в глаза признаком, причем с нею так или иначе связывается и ряд других свойств этих пород.

Белые, светло-серые и розоватые доломиты в большинстве случаев массивны или толстослоисты, мелкозернисты, излом в них занозистый, сахаровидный. В большинстве случаев они содержат примесь кальцита при совершенно полном отсутствии механических примесей. Именно эти различия обычно обладают органической структурой водорослей.

Темно-серые и черные доломиты встречаются редко и всегда в пограничных с аргиллитами горизонтах. Обычно они крупнозернисты. Микроскопическое исследование показывает, что их черная окраска обусловлена органическим веществом, располагающимся между ромбоэдрическими кристаллами доломита или же образующим включения в последних.

Лиловые, желтые и красноватые (различных оттенков) доломиты в большинстве случаев тонкослоисты и тонкозернисты. Их окраска обусловлена механической примесью глинисто-железистого материала, с неравномерным распределением которого и связана тонкая слоистость породы. В джурской свите у руч. Ваничкова с такими пестрыми глинистыми доломитами переслаиваются песчаные доломиты и даже доломитистые песчаники, состоящие из окатанных зерен кварца, кварцита и плотного известняка, сцементированных мелкозернистым доломитом. Ярко-красный кристаллический доломит, образующий небольшой мощности пласт в верхах ваничковой свиты, также содержит примесь кварцевых зерен.

В некоторых разностях доломитов обильны линзы черного, серого и розоватого кремня. Особенно обильны черные кремни в доломитах свиты Лантак. В свитах Манжи и джурской у Шантарской шиверы серые и палевые плотные доломиты содержат включения хрупких битумов.

Тектоника верхней доломитовой формации отличается развитием широких очень пологих в общем складок с ясно проявляющейся тенденцией к развитию брахискладчатости. В крыльях крупных складок, однако, замечается развитие складок второго порядка, иногда крутых, пережатых и даже опрокинутых. Крутые падения наблюдаются также вблизи крупных дизъюнктивов. Отрывочность наблюдений не позволяет судить о преобладающем направлении складок верхней доломитовой формации, но изучение всего верхнепротерозойского сланцево-доломитового комплекса показывает, что дислоцируется верхняя доломитовая формация в общем в совершенно ином плане, чем нижняя доломитовая, и скорее принимает участие в кембрийских структурах (Выдумской бык) или хотя бы пространственно ассоциирует с красноцветным кембрием.

Возрастные соотношения обеих формаций друг с другом и более древними образованиями определяются главным образом различной их тектоникой, метаморфизмом, отношением к магматическим образованиям и т. д.; границы же между формациями являются тектоническими — непосредственных стратиграфических соотношений между ними нигде не наблюдалось.

Более древний возраст нижней доломитовой формации (среднеизвестнякового отдела) по сравнению с верхней доломитовой (верхнеизвестняковым отделом) не вызывает сомнений и доказан еще С. В. Обруче-

вым. Но совершенно очевидны и крупный тектонический перерыв, и проявление фазы складчатости между этими двумя формациями. Это доказывается развитием более крупных и правильных складок в нижней доломитовой формации и проявлением ясно выраженной вторичной сланцеватости в глинистых, алевроитовых и мергелистых породах, которые испытали полный диагенез, между прочим, с развитием зеленого хлорита и представляют собой сейчас крепкие вполне «окаменевшие» породы. Верхняя доломитовая же формация характеризуется, как было только что отмечено, развитием очень плоских брахискладок, причем глинистые компоненты ее оказываются совершенно не затронутыми вторичной расслапкой (в них замечается только расслаивание по поверхностям наслоений) и даже слабо литифицированными. В пределах изученного участка в обеих формациях отсутствуют какие-либо следы магматической деятельности; нет даже кварцевых жил и диабазовых даек, так широко развитых в соседних частях Енисейского кряжа. Между прочим, судя по карте и описаниям А. К. Мейстера [1905], магматические породы вообще отсутствуют на восточной окраине кряжа в пределах развития его верхнеизвестнякового отдела.

От свиты удерейских сланцев (см. выше) сланцевато-доломитовый комплекс отделяется крупным дизъюнктивом, но более древний возраст первых не вызывает сомнений. Удерейские сланцы дислоцированы в совершенно ином плане, сильно рассланцованы и местами филлитизированы, интродуцированы гранитом и диабазами, а также пронизаны обильными кварцевыми жилами. Усть-ангарские известняки по тем же признакам, очевидно, являются более древними, нежели сланцево-доломитовый комплекс восточной окраины кряжа.

Соотношения верхней доломитовой формации с красноцветным кембрием представляются совершенно очевидными — последний в Выдумском быке трансгрессивно и с угловым несогласием (в общем небольшим) налегает на ее размытую поверхность.

Таким образом, сланцево-доломитовый комплекс восточной окраины Южно-Енисейского кряжа является наиболее юным из докембрийских комплексов и должен быть отнесен к верхнему протерозою. Сопоставление его с теми или другими компонентами протерозоя других районов затруднительно. С уверенностью можно только параллелизовать верхний отдел сланцево-доломитового комплекса с так называемой горбилковской формацией, выделенной Н. И. Бабинцевым севернее, в бассейне р. Большого Пита [В. Обручев, 1939]. Невольно бросается также в глаза большое сходство сланцево-доломитового комплекса, и особенно верхней доломитовой формации, с синийской свитой Грابتая [Grabau, 1923, 1924], которая отделяется от нижнего кембрия только скрытым или малым угловым несогласием, отличается отсутствием метаморфизма и состоит из магнетизальных известняков с водорослями, черных сланцев и красноцветных песчаников и сланцев.

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КРЯЖА

Красноцветный нижний и средний палеозой. В восточной части Южно-Енисейского кряжа магматические, метаморфические и осадочные породы докембрия трансгрессивно перекрыты красноцветными толщами палеозойского возраста.

По данным А. С. Хоментовского [1938], вдоль восточной окраины Южно-Енисейского кряжа породы последнего трансгрессивно перекрыты средним и верхним кембрием. Средний кембрий развит слабо, представлен известняками, в верхних горизонтах переслаивающимися песчаниками, обнажен главным образом в ядрах антиклиналей в районе оз. Улюколь и по р. Тасеевой в районе устья р. Усолки, т. е. за пределами наших съемок. Верхний кембрий сложен серыми, желтыми и красными песчаниками, перемежающимися с серыми и красными аргиллитами и светло-серыми известняками. Местами среди песчаников появляются прослои внутриформационных конгломератов. Во многих пунктах наблюдалось трансгрессивное наложение красных аркозовых песчаников на таракские граниты. Красноцветный кембрий собран в складки, иногда опрокинутые на запад; при этом А. С. Хоментовским подчеркивается, что складки эти делаются более пологими вблизи Енисейского кряжа.

Существенную поправку в схему А. С. Хоментовского внесли детальные съемки Канско-Тасеевской нефтеразведывательной экспедиции 1938 г. Работами одной из партий этой экспедиции установлено, что в районе оз. Улюколь и дер. Букар под известняками среднего кембрия с фауной археоциат и трилобитов залегает еще толща пестроцветных песчаников, конгломератов и аргиллитов мощностью 1200—1350 м, которую один из сотрудников экспедиции А. М. Шубин склонен относить к нижнему кембрию. Интересно отметить, что, по определению О. К. Полетаевой, трилобиты относятся к семейству *Protolenidae*, выделенному Е. В. Лермонтовой по представителям, определенным ею в Sm_1^{2-3} р. Лены. Наличие представителей семейства *Protolenidae* Lerm. даже в случае отнесения данных форм к новым родам дает твердое основание полагать возраст названных отложений, наиболее вероятно, как нижнекембрийский.

Детальная геологическая съемка Усть-Усольского участка, выполненная А. А. Предтеченским в том же году, также подтверждает широкое развитие красноцветного нижнего кембрия. Последний достигает мощности свыше 1730 м и состоит из малиново-красных и лиловых полимиктовых песчаников и конгломератов с галькой кварцитов, кварца и диабазы, а также зелено-серых песчаников и сланцев с прослоем доломита. Средний кембрий сложен преимущественно известняками и доломитами с многочисленными прослоями красных глин и песчаников и достигает мощности свыше 1340 м. В нем содержатся остатки водорослей, гастропод и трилобитов *Anomocara*, причем трилобиты эти, по мнению Е. В. Лермонтовой, также скорее нижнекембрийские. На карбонатном среднем (?) кембрии со скрытым, по-видимому, несогласием залегает верхний кембрий, начинающийся конгломератом с галькой известняков среднего кембрия и состоящий из известняков, красных песчаников и глин. Таким образом,

нижнекембрийские красноцветные толщи, очевидно, пользуются достаточным широким распространением по восточной окраине Южно-Енисейского кряжа и, следовательно, должны отпасть всякие сомнения в докембрийском возрасте описанного выше сланцево-доломитового комплекса.

В изучавшемся мной разрезе по р. Ангаре красноцветный кембрий обнажен против и ниже дер. Кокуй, в обоих крыльях антиклинали Выдумского быка, выше Шантарской шиверы, а также по левому берегу р. Ангары ниже р. Талец, где породы кембрия сильно растерты, рассланцованы и, очевидно, зажаты в крупном дизъюнктиве.

Наиболее низкие горизонты красноцветной толщи, очевидно, обнажены выше и ниже Выдумского быка, где установлено трансгрессивное налегание кембрия на джурскую и ваничковскую свиты протерозоя. Базальные слои кембрия здесь представлены слоистыми лиловыми, вишневыми и серыми доломитами, имеющими, как показывает микроскоп, явно обломочное строение и содержащими прослой конгломератов с галькой подстилающих доломитов джурской свиты в глинисто-доломитовом цементе. Стратиграфически выше они сменяются красными песчаниками, между прочим с горизонтом 1,5 м мощности конгломерата, состоящего из хорошо окатанной плитковатой гальки красного железняка, а также малиновых и зеленых тонкослоистых мергелистых сланцев свиты Карточки. Обнажения кембрия других участков сложены преимущественно красными толстослоистыми песчаниками с прослоями конгломератов и редкими горизонтами красных глин и темно-зеленых песчаников. Несколько особняком стоит существенно карбонатная толща, обнажающаяся против дер. Кокуй и сложенная тонко перемежающимися пачками светлых коричнево-серых известняков и доломитов, зеленых и сиреневых доломитовых мергелей, белых, зеленых и желтых кварцевых известковистых песчаников, красных мергелистых глинистых сланцев и т. д. Эта карбонатная толща отнесена С. В. Обручевым к верхней части его кокуйской свиты нижнего кембрия.

В южной части района — по левобережью р. Кан и в нижнем течении р. Курыш — развита иная пестроцветная толща, отличающаяся от кембрия очень слабым диагенезом и слабой дислоцированностью.

Маршрутами по рекам Большой и Малой Камале установлено, что архейские гнейсы Южно-Енисейского кряжа трансгрессивно перекрыты толщей конгломератов, песчаников, аргиллитов, мергелей и известняков, падающей моноклинально под углом от 4 до 10° в стороны от Енисейского кряжа. В нижних горизонтах преобладают известковистые аркозовые конгломераты, чередующиеся с бурыми известковистыми песчаниками и красно-бурыми твердыми глинами, распадающимися в обнажениях на полигональные кусочки. В верхних горизонтах появляются зеленые мергели и белые или палевые известняки с бурыми кремнями, которые почти всегда перекрываются оригинальными белыми конгломератами, состоящими из хорошо окатанной гальки подлежащего известняка, сцементированной известняковым же цементом. Мощность известняковых горизонтов достигает 10 м и больше, причем переслаиваются они с теми же красно-бурыми глинами. А. С. Хоментовский [1938] сравнивает эту толщу с качинской свитой окрестностей г. Красноярска, имеющей среднедевонский возраст.

Наконец, в крайнем юго-восточном углу района на водоразделах между реками Большой и Малой Камалой я наблюдал выходы серых конгломератов с галькой кварца и кремней. Обломки таких же конгломератов и

выпавшая из них галька встречаются на водоразделах рек Тарака и Казачей, т. е. в области развития Таракской гранитной интрузии. Конгломераты такого типа А. С. Хоментовским считаются типичными для базальных горизонтов пермокарбона Канского бассейна.

Юрские буроугольные отложения. Юрские угленосные отложения, сложенные желтыми и серыми аркозовыми песками и рыхлыми песчаниками, серыми глинами с прослоями бурых углей и сапропелитов и редкими прослоями конгломератов, регионально распространены на территориях, прилегающих с запада, юга и востока к Южно-Енисейскому краю, т. е. в пределах Канского и Чулым-Енисейского буроугольных бассейнов, где они и изучались в течение ряда лет М. К. Коровиным [1932], А. С. Хоментовским [1938], М. П. Нагорским [1938] и др. На исследованных мною площадях буроугольного юра пользуется ограниченным распространением. Выходы несомненно юрских пород были зарегистрированы только по р. Кан около дер. Ильинки, где они выступают в основании 18-метровой террасы, по рекам Сыргыл и Балай, в нижнем течении р. Кан, в основании 18-метровой террасы около устья р. Большой Весинной и по левому берегу Енисея против устья р. Сполошной в основании, по-видимому, той же, но сильно размытой террасы. Не исключена возможность, что юрские отложения окажутся относительно широко развитыми в среднем течении р. Шилки и к северу от р. Ягодки, где регионально распространена мощная рыхлая песчано-глинистая толща неизвестного возраста, в которой А. С. Хоментовским найдены кусочки угля (лог, вдающийся в р. Большую Ягодку около дер. Несмеловки) и сажки (в выбросах колодца в дер. Золотой Ключ, расположенной в 3—4 км к юго-западу от дер. Александровки).

Четвертичные отложения. Наиболее древними послепермскими рыхлыми отложениями следует признать красноцветные щебневые золотоносные глины, кое-где сохранившиеся на водоразделах в верховьях р. Малой Кузеевой. По своему возрасту эти образования, возможно, относятся еще к верхнетретичному времени.

Несомненно, четвертичными отложениями являются покровные бурые глины и суглинки, залегающие на коре выветривания дочетвертичного времени и на упомянутых только что красноцветных валунных и щебневых глинах. Эти глины пользуются региональным развитием на плоских водоразделах пенеплена Южно-Енисейского края и отсутствуют только на наиболее высоких вершинах, где заменяются элювно-делювием коренных пород. Мощность покровных отложений колеблется, но в среднем достигает 10 м.

Отложения речных террас врезаются в древний пенеплен Енисейского края. Некоторые данные позволяют говорить о том, что кроме отложений современной речной сети существовала более древняя речная сеть, сейчас брошенная водой. К сожалению, очень мало известно о тех образованиях, которые характеризуют собой четвертичные отложения древних долин.

Отложения современной речной сети представлены целой системой террас. Наиболее высокая 120-метровая терраса широко развита на Енисее. Это терраса размыва, перекрытая лишь небольшой мощности (до 5 м) слоем галечника и песков. Высота ее увеличивается до 155 м там, где р. Енисей, образуя ущелье, врывается в коренные породы и снижается до 100—110 м в пределах озеровидных расширений долины Енисея. Очевидно, прогибы и поднятия, наметившиеся в Енисейском крае, по его

окраинам, в мезозое, продолжали развиваться и в четвертичное время. Имеются указания, что упомянутые выше древние долины открываются на поверхность 120-метровой террасы и отложения ее являются синхронными отложениям древних долин. Кое-где по рекам Енисей, Ангара, Кан наблюдаются обрывки террас в 70, 45 и 25 м высотой, в которых доколь коренных пород также поднимается на значительную высоту. Наибольшим развитием пользуется 45-метровая терраса, которая, например, на правом берегу Енисея, при слиянии последнего с р. Ангарой, складается коренными породами, перекрытыми нетолстым слоем суглинков и глин, внизу сменяющихся галечниками и песками; доколь ее в прорывах через коренные породы поднят до 25 м, в озеровидных расширениях он снижается до 7 м. Восемнадцатиметровая терраса широко развита в долине Енисея, где она занимает обширные площади, почти всегда покрытые сосновым бором. Сложена она в основании галечником, а выше — песками. Двенадцатиметровая терраса в долинах главных рек, размывающих Южно-Енисейский кряж, большого распространения не имеет. Сложена она в основании также галечником, а выше — песками, причем почти всегда покрыта бором. Нижние террасы (пойменная, 3—4 м высотой, сложенная супесями и суглинками, и надпойменная терраса высотой 6 м, сложенная в основании галечниками) пользуются региональным развитием. Долины мелких притоков рек Енисей, Кан и Ангара очень похожи друг на друга. Они отличаются только величиной и длиной их нижнего отрезка с крутым падением. Террасовые отложения в этих притоках, размывающих Южно-Енисейский кряж, развиты слабо. Кроме поймы кое-где наблюдается надпойменная терраса высотой 3—4 м, и только в приустьевых частях их долин встречаются обрывки террас, соответствующих террасам рек Ангара, Кан и Енисей, но отличающихся несколько меньшей высотой. Надо отметить, что постепенное снижение и выкликивание террас вверх по течению притоков главных рек — явление совершенно обычное. Таким образом, аллювиальный комплекс мелких ручьев и речек, размывающих Енисейский кряж, представлен существенно отложениями поймы. Последние обладают небольшой вообще мощностью, порядка 3—4 м, и только в более крупных речках мощность аллювия повышается до 7—8 м. Отложения поймы почти всюду сложены щебево-галечниковым горизонтом с линзами гравия, глин и песка, причем грубообломочный материал отмыт плохо и связан глиной синие-зеленых или ржавых тонов. Верхние горизонты отложений поймы состоят из тонкообломочного материала и венчаются слоем серых и буро-серых лессовидных суглинков мощностью около 1 м.

ЧАСТЬ II

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Глава 1

КИСЛЫЕ ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИИ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА

АРХЕЙСКИЕ КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ

Таракская гнейсогранитная интрузия

В юго-восточной части Южно-Енисейского кряжа широким распространением пользуются породы Таракской гранитной интрузии. Таракские граниты слагают громадный плутон, вытянутый в северо-западном направлении, т. е. согласно с вмещающей толщей кристаллических сланцев канского метаморфического комплекса. С юга и востока плутон этот трансгрессивно перекрывается полого залегающим красноцветным палеозоем, что лишает возможности судить об истинных размерах магматического тела. Но и освобожденная в настоящее время из-под покрова палеозоя часть его занимает площадь около 1700 кв. км и достигает 120 км в длину.

Имеются все основания думать, что Таракская гнейсогранитная интрузия проявилась и в западной части Южно-Енисейского кряжа, но уже существенно в виде мелких послынных тел и артеритового типа инъекций, описанных выше. Этой инъекцией, между прочим, в основном и обусловлен повторный метаморфизм канского комплекса с чертами амфиболитовой фации.

Породы Таракской интрузии весьма разнообразны по своему составу. Вместе с тем они обладают рядом очень характерных особенностей, позволяющих отличить таракские граниты от других гранитов района.

Нормальный и наиболее распространенный тип таракского гранита характерен своей грубозернистостью, порфировидным сложением, светлой сероватой или желтоватой окраской и поразительно свежим полупрозрачным щелочным полевым шпатом, напоминающим лунный камень. Очень часто граниты несут следы дробления, а иногда довольно сильного катаклаза с развитием очковых гнейсов и даже тонкосланцеватых милонитов.

Микроскопическое изучение обнаруживает в нормальном типе гранитов аллотриоморфную структуру и характерный минералогический состав. Кварц этих гранитов обыкновенно сильно раздроблен. Кроме кварца магматического намечается и другая его генерация в жилочках, секущих полевые шпаты. Количественное содержание кварца нормальное

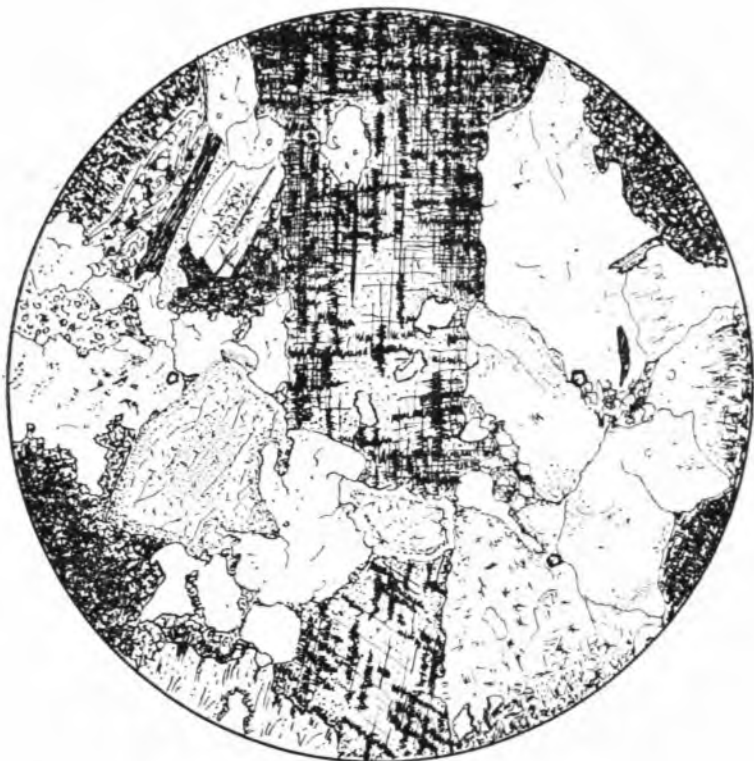


Рис. 19. Таракский гранит. Обр. 306/1937. Николл +, увел. 11.
Зарисовка с микрофотографии (видны характерные включения
кварца в микроклине).

для гранитов, т. е. в среднем около 30%. Преобладающим минералом является микроклин, абсолютно свежий, с прекрасно развитой по всему зерну микроклиновой решеткой, с характерными тонкими веретеновидными, иногда жилковатыми пертитовыми вростками. Кроме того, в микроклине очень обильны округлые включения кварца и реже плагиоклаза (рис. 19). Плагиоклаз представлен сильно серицитизированным альбит-олигоклазом (7—8% An , судя по углу погасания в направлении $[100]$ около -12°). Реже в гранитах наблюдались более основные плагиоклазы (до 32% An). Границы плагиоклаза с микроклином сильно корродированы последним, да и внутри зерен плагиоклаза нередки неправильные пятна микроклина, указывающие на ясный процесс метасоматического замещения плагиоклаза микроклином в последние стадии кристаллизации магмы. Темноцветные компоненты представлены биотитом и мусковитом. Биотит желто-бурый с плеохронными ореолами вокруг включений циркона. Чаще (в катаклазпровавшихся зонах) он полностью замещен хлоритом. Параллельно с хлоритизацией выделяются мелкие зерна сфена. В качестве примесей присутствуют апатит, монацит и циркон. Характерно для таракских гранитов полное отсутствие магнетита, чем и обусловлен оригинальный состав шпихов Таракского массива, содержащих монацит. Монацит наблюдается почти в каждом шлифе нормального гранита, иногда в количестве одного-двух зерен, включенных в плагиоклаз

Таблица 2

Химический состав пород магматических формаций Южно-Енисейского края (вес. %)

Компонент	Номер анализа										
	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38
SiO ₂	70,82	71,20	74,26	64,77	71,07	65,47	72,60	58,77	69,90	71,95	69,46
TiO ₂	0,42	0,32	Сл.	0,51	0,22	0,44	0,07	1,11	0,35	—	0,87
Al ₂ O ₃	13,23	13,81	11,56	15,08	13,71	16,56	12,63	17,62	15,43	14,90	13,19
Fe ₂ O ₃	2,60	1,88	2,42	5,32	2,52	2,62	1,50	3,40	0,51	2,32	0,59
FeO	1,73	1,64	0,99	2,45	1,03	1,48	1,68	2,37	3,22	0,54	4,77
MnO	0,06	Сл.	Нст	0,13	—	—	Сл.	0,12	—	—	—
MgO	0,72	0,45	0,34	1,55	0,37	0,49	0,11	1,76	0,54	0,58	2,69
CaO	0,88	1,94	1,01	2,02	1,28	1,97	0,86	1,28	1,79	0,87	3,40
Na ₂ O	3,16	4,66	2,32	3,49	3,79	4,33	5,16	7,69	2,51	3,65	2,22
K ₂ O	4,74	3,59	5,50	3,25	5,11	5,60	4,21	4,19	6,10	4,10	1,68
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,58	0,43	0,50	0,56	0,06	0,20	—	—	—	—	—
П. п. п.	0,97	0,37	0,32	0,87	0,41	0,37	0,58	0,42	0,20	0,93	1,22
С у м м а	99,99	100,39	99,36	100,05	99,57	99,53	100,10	98,73	100,55	99,84	100,09

Продолжение табл. 2

Компонент	Номер анализа										
	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49
SiO ₂	69,89	71,07	65,47	73,42	68,03	59,63	70,96	73,96	72,25	75,41	70,46
TiO ₂	0,65	0,22	0,44	0,07	0,30	0,85	—	Сл.	Сл.	Сл.	—
Al ₂ O ₃	13,20	13,71	16,56	13,25	15,08	16,87	15,65	13,64	13,97	13,81	14,91
Fe ₂ O ₃	1,21	2,52	2,62	2,09	2,07	3,45	0,81	0,78	0,76	0,34	1,17
FeO	4,46	1,03	1,48	0,80	1,65	3,68	1,93	1,72	1,90	1,22	2,66
MnO	—	—	—	—	—	0,26	0,13	—	—	—	—
MgO	2,16	0,37	0,49	0,49	0,63	3,12	0,86	Сл.	Сл.	Сл.	0,25
CaO	2,44	1,28	1,97	1,49	2,30	6,74	0,84	»	0,63	0,67	0,84
Na ₂ O	2,58	3,79	4,33	3,36	4,26	2,84	3,28	2,82	2,77	1,20	1,04
K ₂ O	2,36	5,11	5,60	4,00	3,71	1,40	5,04	6,52	6,58	6,42	9,32
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	0,48	0,64	0,31	—	0,55
H ₂ O ⁻	—	—	—	0,15	0,20	0,70	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,09	0,41	0,37	0,36	1,80	0,38	—	—	—	—	—
С у м м а	100,04	99,51	99,33	99,48	100,03	100,18	99,98	100,18	99,17	99,28	101,20

Окончание табл. 2

Компонент	Номер анализа										
	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60
SiO ₂	72,68	70,12	48,52	49,20	52,75	49,89	45,24	45,89	50,05	45,78	54,00
TiO ₂	—	—	1,18	1,18	0,50	0,57	0,34	1,39	1,89	—	—
Al ₂ O ₃	15,59	16,65	15,02	14,98	13,35	16,83	8,04	14,4	14,83	19,36	18,15
Fe ₂ O ₃	0,45	0,37	1,30	1,47	2,78	0,41	1,77	7,05	8,19	5,17	4,07
FeO	0,06	0,00	10,74	11,03	6,33	9,12	12,58	5,10	3,19	6,62	8,05
MnO	—	—	—	—	—	—	0,15	0,43	1,46	—	—
MgO	Сл.	0,0	8,26	7,48	9,08	8,34	22,87	9,93	6,59	7,64	3,37
CaO	1,02	1,21	12,06	9,34	9,32	11,34	6,07	9,82	9,56	9,32	5,01
Na ₂ O	5,15	4,91	1,88	2,60	3,10	1,78	0,75	1,63	2,19	1,98	2,82
K ₂ O	4,13	4,41	0,23	0,66	0,50	0,62	0,43	0,60	0,77	2,04	1,31
H ₂ O ⁺	0,39	1,21	—	—	—	—	—	—	—	1,34	1,77
H ₂ O ⁻	—	—	0,23	0,28	0,37	0,31	0,58	3,08	0,77	—	—
П. п. п.	—	—	0,97	2,10	1,95	—	—	—	—	—	—
С у м м а	99,47	98,88	100,39	100,32	100,03	100,34	100,26	100,51	99,49	99,73	98,75

Примечание. В сумму содержаний компонентов также включены: P_2O_5 — 0,08 (ан. 28), 0,10 (ан. 29), 0,14 (ан. 30), 0,05 (ан. 31), 0,26 (ан. 44); CO_2 — 1,13 (ан. 55), 1,44 (ан. 56), 1,19 (ан. 57), 0,48 (ан. 59), 0,20 (ан. 60); Li_2O — 0,10 (ан. 46), следы (ан. 47), 0,21 (ан. 48); F — 0,70 (ан. 34).

Анализы 28—31 — породы Таракской интрузии: 28 — порфировидный грубозернистый гранит (обр. 328/1937, р. Тарана, приток р. Курыш), 29 — порфировидный мелкозернистый гранит (обр. 306/1937, там же), 30 — крупнозернистый аплит-гранит (обр. 614в/1937, там же), 31 — среднезернистый гибридный гранат-кордиеритовый гранодиорит (обр. 1044а/1937, Комаровский порог на р. Кан); 32—37 — граниты и мигматиты Посольненской интрузии: 32 — среднезернистый гранит (обр. 1216/1938, р. Посольная), 33 — мигматитовый гранит (граносиенит) (обр. 573а/1939, р. Посольная, у дер. Гребень), 34 — «рудиковский гранит» (р. Рудиковка [Мейстер, 1910, с. 218]), 35 — «умпекит» (р. Рудиковка [там же, с. 223]); 36 — «ангарский гнейс» (р. Ангара против дер. Рыбной [там же, с. 269]), 37 — «енисейский гнейс» (р. Енисей между реками Абалаковой и Рудиковкой [там же, с. 269]); 38 — гранатовый гнейс (обр. 1042); 39 — биотит-плагиоклазовый гнейс (обр. 333а); 40 — мигматитовый гранит (обр. 1216); 41 — мигматитовый граносиенит (обр. 573); 42—44 — породы Нижнеканской интрузии: 42 — порфировидный гранит (обр. 1072, р. Кан, Косой порог), 43 — крупнозернистый гранит (обр. 871, р. Кан), 44 — тоналит гибридный (обр. 2001, р. Рыбная, приток р. Кан); 45—51 — ангарские граниты: 45 — гранит (из главного штока, р. Ангара, Стрелковский порог [там же, с. 182]), 46 — мусковитовый гранит (из центральной части 6-метровой дайки [там же, с. 189]), 47 — мусковитовый гранит (из лежачего бока той же дайки [там же, с. 193]), 48 — мусковитовый гранит (из висячего бока той же дайки [там же]), 49 — мусковитовый гранит (из центральной части тонкой 75-метровой жилы, р. Ангара против дер. Стрелка [там же, с. 196]), 50 — мусковитовый гранит (из периферической части той же жилы [там же, с. 199]), 51 — аплит (р. Ангара против дер. Стрелка [там же, с. 205]); 52 — «древинский» диабаз (обр. 321/1938, р. Гаревая, приток р. Посольной); 53, 54 — диабазы таракского типа (обр. 362/1937 и 659/1937 соответственно, р. Тарана, приток р. Курыш); 55—58 — породы формации юных диабазов: 55 — габбро-норит (обр. 5/1938, Богунаевский рудник), 56 — норито-перидотит (обр. 1054/1937, р. Кан ниже устья р. Немкиной), 57 — оливиновый диабаз (слияние рек Ангара и Енисей [там же, с. 345]), 58 — слюдяной (слюдяно-оливиновый) диабаз (р. Ангара выше р. Тарак [там же, с. 352]); 59, 60 — «слюдяные диабазы» [Мейстер, 1910, с. 357 и 363].

Анализы 28—31 и 44 выполнили аналитик Кривец, 32, 33, 42, 43 — аналитик И. П. Онуфриенко, 52—56 — аналитик В. Н. Орлова.

или биотит, причем в последнем случае вокруг монацита всегда наблюдается черный неплеохроничный ореол. Монацит образует округлой формы чуть буроватые зерна, слегка мутноватые и часто окруженные бурой, не действующей на поляризованный свет оболочкой. От циркона монацит при некотором навыке легко отличается несколько меньшим преломлением и двупреломлением, мутноватостью и заметной окраской. Образует он более крупные округлые зерна, в то время как циркоп — мелкие, вытянутые, иногда с развитыми гранями.

Анализированы два образца, типичных для Таракской интрузии гранитов (табл. 2, ан. 28, 29). Первый из них (ан. 28) представляет собой крупнозернистую желтовато-серую порфировидную породу, в которой кварц составляет 21%; микроклин — 37; плагиоклаз — 29; биотит, примеси и вторичные минералы — 6%. Микроскопическая картина обычная. Некоторые уклонения от среднего типа выражаются в том, что биотит полностью хлоритизирован и частично замещен эпидотом, а плагиоклаз (7—8% An, судя по углу погасания в направлении $[100] = -12^\circ$) подвержен очень сильной серицитизации. По химизму гранит этого образца наиболее близко отвечает химизму рапакиви. Второй образец (ан. 29) представляет собой светло-серый порфировидный гранит с четко проявленной гнейсовидностью, выражающейся в параллельной ориентировке выделений микроклина и пластинок биотита. Количественный минералогический состав: кварц — 31%; микроклин — 40; плагиоклаз — 24; биотит и примеси — 5%. Плагиоклаз (21% An, судя по углу погасания в направлении $[100] = 0^\circ$) сравнительно слабо серицитизирован. Пертитизация в мик-

роклине развита незначительно. Биотит частично хлоритизирован. В качестве примесей довольно обильны сфен и монацит. В химическом анализе замечается несколько больше по сравнению с предыдущим образцом содержание кремнекислоты и окиси кальция. Но отличия эти не имеют существенного значения.

Описанные граниты как будто дают постепенные переходы к **аплитовым гранитам**, отличающимся белой, желтоватой или розоватой окраской, полным или почти полным отсутствием биотита и отсутствием порфировидных структур. Под микроскопом в этих породах обнаруживается резкое преобладание решетчатого и свежего микроклина над альбитом (5—6% An). Аллотриоморфная структура в них выражена еще более резко. Магнетита в аплит-гранитах совсем не обнаружено. Монацит встречается значительно реже, чем в нормальных гранитах.

Анализируемый образец аплит-гранита (см. табл. 2, ан. 30) характеризуется крупнозернистой аллотриоморфной структурой, желтоватой окраской и следующим минералогическим составом: кварц — 42%, микроклин — 42; плагиоклаз — 16; биотит и примеси — 2%. Микроклин в породе совершенно свежий, плагиоклаз нацело серицитизирован. В качестве примеси — монацит, сфен.

По особенностям химического состава этот аплит-гранит подобно граниту из обр. 328/1937 также обнаруживает ясные признаки принадлежности к рапакивитовому типу магм.

Среди таракских гранитов изредка встречаются также грубозернистые пегматитовидные выпоты того же минералогического состава и в нескольких пунктах кварцевые жилы с микроклином.

На восточной окраине Таракского гранитного массива примерно по границе с трансгрессивно залегающим палеозоем широким распространением пользуются **слюдоносные пегматиты**. Пегматиты этого района представляют собой линзовидные обособления, залегающие всегда среди красноватых и розоватых аплитовидных гранитов и образующие с последними совершенно постепенные переходы. Пегматитовые линзы грубо расслоены, причем центральная часть их сложена белым кварцем, а периферическая — грубозернистым кварцево-микроклиновым агрегатом, обнаруживающим местами письменное строение и примесь пачек биотита и мусковита.

Описанный выше нормальный тип гранитов прослеживается широкой полосой вдоль восточной окраины площадей развития пород интрузии и, вероятно, является типичным для центральных частей плутона. Аплитовые граниты и пегматитовые обособления проявляются внутри нормальных гранитов в виде неправильных пятен, распределяющихся без видимой закономерности.

Среди гранитов часто наблюдаются **включения ксенолитов** вмещающих пород. Например, по р. Тараке между устьями ключей Глубокого и Крутого обычного типа гранит включает ксенолит слоистого биотитового плагногнейса, содержащего обильную послонную аплит-пегматитовую инъекцию, причем в гнейсе явно метасоматически развит микроклин. В другом случае — по той же р. Тараке немного выше к.л. Глубокого — в граните имеется ксенолит сланцеватого крупнозернистого гнейса, состоящего из кварца, среднего плагиоклаза, оранжевого биотита и бледно-зеленой почти не плеохроирующей роговой обманки, с обильной примесью апатита. В. П. Казариновым обнаружен очень крупный ксенолит

среди таракских гранитов, протягивающийся в северо-западном направлении из вершины р. Тараки в вершину р. Казачьей, причем мощность его местами достигает 1 км. Породы ксенолита обладают ясно выраженной тонкой слоистостью. Структура их мелкозернистая и только в сильно мигматизированных разностях среднезернистая, иногда с порфировластами микроклина. Немигматизированные породы ксенолитов представлены главным образом плагиоклазовыми амфиболитами, состоящими из гранобластического агрегата светло-бурой роговой обманки, лабрадора и небольшого количества кварца. В некоторых разностях к ним примешивается диопсид. Плагиоклаз в ряде разностей оказывается почти полностью замещенным цоизитом. В случае энергичной мигматизации роговая обманка и пироксен почти полностью замещаются биотитом, в породе появляется значительное количество кварца и микроклина, причем последний минерал развивается явно метасоматически по плагиоклазу и обнаруживает ясную тенденцию к развитию крупных порфировластов. Первичной породой этого ксенолита, очевидно, были пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы канского комплекса.

Следует, наконец, отметить гибридные породы, широко распространенные в западном эндоконтакте Таракского плутона. Они характеризуются в общем очень непостоянным составом и непостоянной структурой. Обыкновенно это — темно-серые породы с крупными выделениями белого и светло-серого микроклина, включающими листочки биотита и иногда кварца, и среднезернистой основной массой, состоящей из кварца, плагиоклаза, обильного биотита и имеющей иногда гнейсовидный характер. Под микроскопом эта основная масса обнаруживает аллотриоморфную, а иногда явно гранобластическую структуру и состоит из бурого биотита, кварца и плагиоклаза (25—35% An). Очень характерным является чрезвычайное обилие апатита. Количество акцессорного монацита в них также выше, чем в нормальных гранитах. Микроклин выделений имеет совершенно неправильные границы и развивается скорее всего метасоматически.

В случае более глубокой гибридизации получаются меланократовые породы, очень богатые биотитом, причем содержание микроклина в них резко снижается за счет увеличения количества биотита и плагиоклаза, состав которого иногда приближается к составу андезина. Но характерно, что микроклин и в сильно гибридизированных породах обнаруживает тенденцию к образованию крупных выделений, почему в большинстве гибридных пород все же наблюдается порфировидная структура, хотя выделения микроклина в них и являются более редкими, чем в нормальных гранитах, и наблюдаются тем реже, чем сильнее магматическая порода заражена посторонним материалом. Таким образом, гибридизация в нормальном случае выражается в увеличении роли биотита и повышении основности плагиоклаза, причем одновременно увеличивается количество апатита и монацита. Такие меланократовые, богатые биотитом гранитоиды пользуются большим распространением в эндоконтактной зоне интрузии, где полоса их сплошного развития достигает нескольких километров ширины. Очень часто такие гибридные породы располагаются линзами и в области развития нормальных гранитов, отмечая собой наличие вполне ассимилированных ксенолитов или выступов кровли. Характерно, что в гибридных породах гнейсовидность выражена гораздо лучше, чем в нормальных гранитах. Она имеет выдержанное северо-западное простирание с крутым падением на северо-восток, т. е. одинаковое

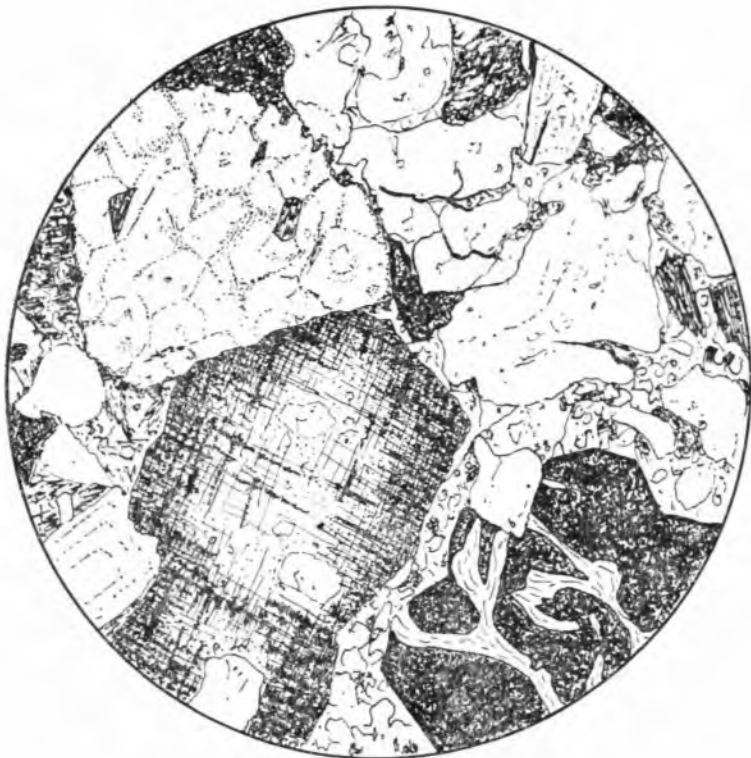


Рис. 20. Кордиерит-гранатовый «гибрид». Обр. 1044а/1937. Зарисовка с микрофотографии.

с ориентировкой и гнейсовидностью ксенолитов и вмещающих кристаллических сланцев канского комплекса. Нужно думать поэтому, что в процессе формирования Таракского плутона явления ассимиляции вмещающих пород имели исключительно большое значение и что гнейсовидность таракских гранитов в значительной мере унаследованная.

Другой тип гибридных пород распространяется преимущественно в экзоконтакте Таракского плутона, где инъекционные гнейсы оказываются очень часто послойно пронизанными светло-серыми гранитоидами, имеющими в общем гранодиоритовый состав, но отличающимися присутствием крупных зерен красного граната, а иногда и кордиерита (рис. 20). Гранат, очевидно, здесь является неустойчивым реликтом ассимилированной породы, ибо он энергично замещается по трещинкам зеленым биотитом. Кордиерит, наоборот, производит впечатление минерала, вполне устойчивого в обстановке процесса ассимиляции, хотя он также местами пинитизирован, а иногда замещен желтоватым изотропным хлоритовым или серпентиновым веществом. Характерно для кордиерита таких гибридных пород слабое проявление двойникового строения и плеохроичных двориков.

Эти гибридные гранат-кордиеритовые гранодиориты обычно представляют собой темно-серые среднезернистые породы, в которых кроме обильного серого кварца, белого полевого шпата и биотита уже простым глазом раз-

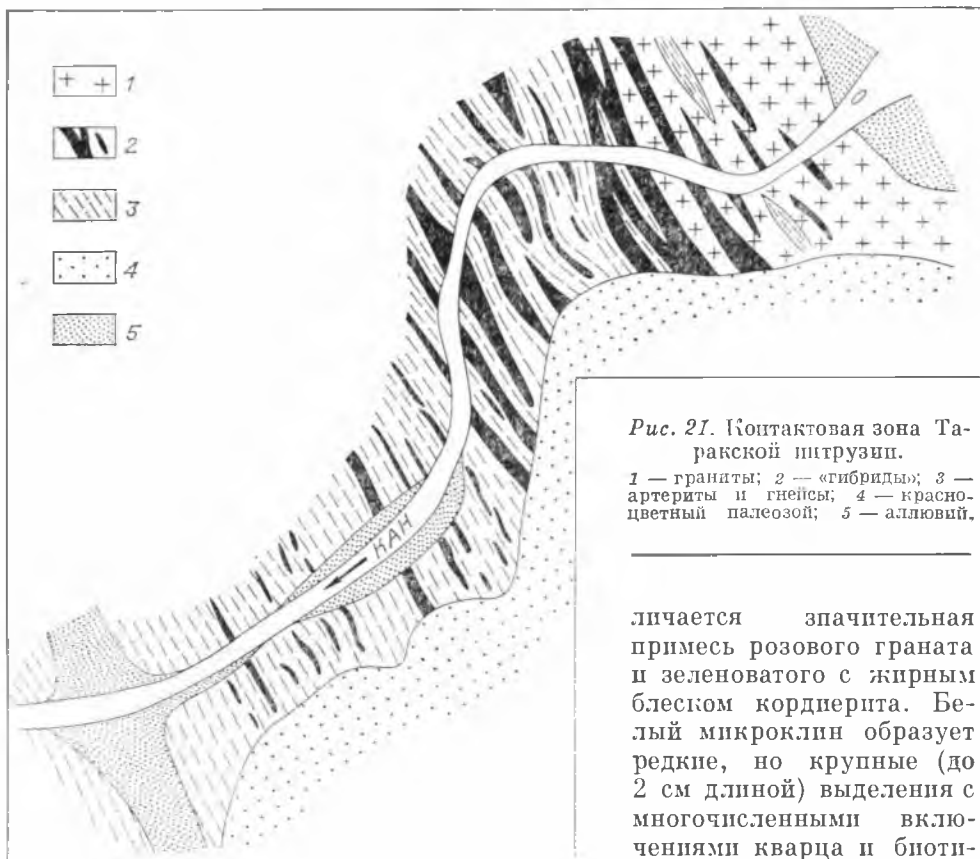


Рис. 21. Контактная зона Таркентской интрузии.

1 — граниты; 2 — «гибриды»; 3 — ортоклазы и гнейсы; 4 — красноватый палеозой; 5 — аллювий.

личается значительная примесь розового граната и зеленоватого с жирным блеском кордиерита. Белый микроклин образует редкие, но крупные (до 2 см длиной) выделения с многочисленными включениями кварца и биотита. Породы обладают однородной текстурой и ни-

каких элементов гнейсовидности не обнаруживают. Микроструктура аллотриоморфная, хотя микроклин заметно ксеноморфен к остальным компонентам.

Количественный минералогический состав одного из наиболее типичных образцов таких кордиерит-гранатовых «гибридов» выражен следующими цифрами (%): кварц — 33; плагиоклаз — 24; микроклин — 15; биотит и примеси — 15; гранат — 3; кордиерит — 10 (рис. 21). Все компоненты породы очень свежие, и только в кордиерите по трещинам развит вторичный волокнистый с высоким двупреломлением минерал. Плагиоклаз имеет состав андезина (30—32% An, судя по углу угасания в направлении $[100] = +15^\circ$). Гранат и кордиерит всегда содержат включения кварца, плагиоклаза и биотита. В микроклине замечены включения кордиерита. Местами отмечено обрастание и как будто замещение граната кордиеритом. Соотношения главных минералов — кварца и полевых шпатов — типичны для гранодиоритовых пород. Необычными вообще для магматических образований являются гранат и кордиерит.

Химический состав этого образца (см. табл. 2. ан. 31) более близок химизму кварцевых диоритов, а не гранодиоритов, хотя отклонения от этого наиболее близкого типа весьма велики. Таким образом, данные химического и минералогического анализа находятся в противоречии,

которое, впрочем, является только кажущимся, ибо наши «гибриды» содержат гранат и кордиерит, т. е. минералы, чуждые нормальным магматическим породам, и наименование породе приходится давать без учета наличия последних.

Гибридный характер описанных пород несомненен. Сравнение анализов наиболее распространенных гранитов и кордиерит-гранатового «гибрида» показывает, что в результате ассимиляции пород канского метаморфического комплекса гранитная магма оказалась значительно обогащенной железом и магнием. Большая роль магматических (взаимных) реакций несомненна, и, вероятно, чрезвычайным масштабом контаминации обусловлено появление в гибридных породах не только членов нормального реакционного ряда, но и таких минералов, как гранат и кордиерит. Впрочем, генезис того и другого из этих минералов, по-видимому, различен. Выше уже упоминалось, что гранат является скорее реликтом ассимилированного вещества, в то время как кордиерит производит впечатление минерала, кристаллизовавшегося из расплава.

Описанные гранат-кордиеритовые гранодиориты, очевидно, представляют собой крайний случай гибридизации гранитной магмы. Явления гибридизации вообще чрезвычайно типичны для Таракской интрузии, и даже «нормальные» порфировидные граниты на самом деле всегда оказываются в большей или меньшей степени контаминированными посторонним материалом, и те колебания в химическом составе гранитов, которые можно видеть в табл. 2, очевидно, объясняются теми же явлениями контаминации, проявившейся в данном случае слабо.

Контактовая зона Таракского плутона хорошо вскрывается в ущелье р. Кан на участке от р. Казачьей до р. Курыш (см. рис. 21). Уже ниже устья р. Казачьей в гранатовых гнейсах канского комплекса чувствуется контактное воздействие гранитной интрузии, выражающееся в перекристаллизации гнейсов, в развитии кордиерита и биотита за счет граната и т. д. Выше устья р. Казачьей начинается зона инъекционных гнейсов очень сложного состава и строения. В некоторых обнажениях мы видим массивные крупнозернистые гранатовые гибридные гранитоиды, переполненные лентами темных биотит-гранатовых гнейсов; в других, наоборот, преобладает материал вмещающих пород, и мы имеем типичный инъекционный гнейс — артерит с многочисленными послойными прожилками кварц-гранат-полевошпатового материала. Интересно, что материал магматической инъекции почти всегда сильно гибридизирован. Состоит он существенно из кварца и кислого плагиоклаза с примесью биотита и крупных зерен граната. Микроклин или отсутствует, или наблюдается в небольшом количестве. Материал вмещающих пород представлен в этих артеритах мелко- и среднезернистыми темными гнейсами, состоящими из гранобластического агрегата кварца, среднего плагиоклаза, биотита, крупных зерен кордиерита, остатков граната и примесей. Интересно, что кордиерит и биотит развиваются за счет граната.

Километра два выше устья р. Казачьей инъекционные гнейсы пронизаны рядом грязно-белых жил аплит-пегматита (ортотектита), достигающих 40 м мощности. Ортотектиты состоят из кварца, микроклина и очень небольшого количества серицитизированного альбит-олигоклаза. Контактное воздействие их выражается в некоторой перекристаллизации вмещающих пород, причем гранат замещается биотитом. Кроме того, здесь наблюдается достаточно интенсивная фельдшпатизация с появлением в биотитовом гнейсе отдельных порфиробластов микроклина или же

целых кварц-микроклиновых прожилков. В первом случае образуются породы, в совершенстве напоминающие описанные выше «гибриды» эндоконтакта.

В Комаровском пороге обнажаются описанные выше спльно контактированные гибридные гранат-кордиеритовые диориты, содержащие большое количество ксенолитов мелкозернистого биотитового гнейса. Иногда эти гранодиориты буквально переполнены параллельно ориентированными шлирами и полосами гнейсов. Такие разности незаметно переходят в артеритовые гнейсы с инъекцией грубозернистого пегматита.

Выше, на протяжении около 1 км до Скакальной шиверы, повторяется примерно та же картина, но здесь снова начинают преобладать гнейсовидные компоненты, причем гнейсы иногда прорезаются жилками белых грубозернистых аплит-пегматитов, местами же появляются довольно мощные тела массивных гибридных пород с крупными выделениями микроклина и с обильными кордиеритом и гранатом.

Дальше до кл. Скакального р. Кан пересекает зону особенно мощных инъекционно-ассимиляционных проявлений. Вмещающие пнтрузию гранатовые гнейсы превращены здесь или в биотит-плагноклазовые гнейсы, или в мигматиты с порфиробластическим микроклином, иногда с розовым гранатом и кордиеритом. Собственно магматический материал в случае более мощной инъекции имеет характер нормального биотитового гранодиорита (хотя его отличный от таракских гранитов состав указывает на контаминацию).

В мелких телах контаминация проявляется сильнее, и в них развиваются розовый гранат, кордиерит и обильный биотит. Кроме того, широким распространением пользуются инъекции совершенно белых аплит-пегматитов, которые также иногда переполняются крупными кристаллами граната и содержат крупные зерна апатита. Количество магматического материала меняется от места к месту, при этом описываемые контактовые породы иногда проявляются в виде слоистого гнейса, пронизанного аплит-пегматитовыми жилочками, иногда же, наоборот, в виде массивных более или менее сильно контаминированных гранодиоритов.

Выше кл. Скакального развиты серые гибридные гранитоиды с обильными ксенолитами мелкозернистого биотитового гнейса, а также с обильными меланократовыми шлирами, имеющими форму линз или лент, часто изогнутых и сплюснутых. В 0,5 км выше кл. Скакального в этих породах наблюдается зона интенсивной мионитизации мощностью до 150 м.

Дальше, до места резкого расширения долины р. Кан, что наблюдается приблизительно в 2 км выше кл. Скакального и 4 км ниже устья р. Курыш, преобладают уже нормальные желтовато-серые порфировидные граниты, среди которых, однако, нередко наблюдаются линзы сильно гибридизированных разностей, а также шлиры биотитовых и биотит-кордиеритовых гнейсов.

Общая мощность инъекционно-ассимиляционной контактовой зоны Таракского плутона достигает 6 км. Как видно из ее описания, резкого контакта интрузивных пород с вмещающими гнейсами нет. Во внешней части контактовой зоны преобладают явления инъекции артеритового типа с одновременной контаминацией магматического материала материалом инъецированных пород, причем в результате контаминации магматическая часть артеритов приняла в общем плагногранитный состав.

Внутренняя часть контактовой зоны характеризуется чрезвычайно широко распространенными явлениями ассимиляционного характера с разви-

тием разнообразных «гибридов», причем вообще массивные породы экзоконтакта оказываются переполненными гнейсовыми шлирами и ксенолитами. Интересно, что в контактовой зоне Таракской интрузии относительно небольшую роль играют явления метасоматической фельдшпатизации с развитием микроклина. Эти явления наблюдались, но в сравнительно небольшом масштабе, причем значительно позже образования артеритов и, по-видимому, одновременно с инъекцией белых аплит-пегматитов.

Жилья свита Таракской интрузии представлена исключительно белыми, редко розовыми аплитами и пегматитами ортотектитового характера, уже упоминавшимися при описании контактовой зоны. По-видимому, с Таракской же интрузией связаны белые аплиты и пегматиты, часто встречающиеся в верхнем течении р. Богунаевой и по р. Каменной в поле развития пород канского комплекса. Аплиты и пегматиты часто содержат гранат. В одном случае был обнаружен альбит-микроклиновый аплит с гранатом и бледно-зеленоватым силлиманитом, образующим значительные скопления в породе. Силлиманит проявляется в форме стебельчатых длинных кристаллов с поперечной отдельностью, обладающих прямым погасанием, положительным удлинением и интерференционными цветами второго порядка.

Тектоника Таракского плутона осталась почти невыясненной, в виде отрывочных наблюдений. Обращает на себя внимание обилие ксенолитов и шпир в теле гранита, ориентированных, как правило, совершенно согласно с гнейсовидностью экзоконтактовых инъекционных гнейсов и гнейсов канского комплекса. В самих гранитах крупные таблитчатые выделения микроклина почти всегда ориентируются параллельно друг другу, создавая тем самым также хорошо выраженную гнейсовидность. При этом плоскости *S* на обследованной территории имеют выдержанное северо-западное простирание с падением на северо-восток под углом от 30 до 60°, т. е. в общем залегают согласно с общим простиранием канского метаморфического комплекса. О форме и размерах Таракского плутона говорить трудно, так как нашим исследованием намечаются только западные его контакты, южные же и восточные оказываются прикрытыми трансгрессивно залегающим палеозоем и можно, следовательно, только догадываться о колоссальных размерах Таракского плутона, площадь выхода которого на поверхность в обследованной его части достигает 1700 кв. км. По систематике Г. Клооса [Cloos, 1928] Таракский массив на основании самых предварительных данных, по-видимому, следует отнести к гнейсогранитным ареал-плутонам первой величины с конкордантными контактами и конформной внутренней тектоникой. После формирования интрузии породы ее вдоль некоторых зон раздавлены и развальцованы с образованием милонитов (преимущественно филлонитового типа) и очковых гнейсов. Впрочем, слабые следы дробления, залеченные перекристаллизацией, имеют в пределах интрузии повсеместное распространение.

Фациальность Таракской интрузии достаточно хорошо определяется характером контактовой зоны и рядом других признаков. Таракские граниты метаморфизовали гранатовые гнейсы и другие породы канского комплекса, принадлежащие к наиболее глубинной фации гиперстеновых гнейсов, с развитием новых минеральных ассоциаций. Характерно отсутствие в их контактовой зоне гиперстена, розового и бурого альмандин-пиропового граната — руководящих минералов канского метаморфического комплекса, которые замещаются здесь биотитом и кордиеритом (вместо альмандин-пиропового появляется немного красного граната с $n = 1,801$,

т. е. уже чисто альмандинового состава), что указывает на резко изменившиеся во время интрузии физико-химические условия внутри контактовой зоны. Изучение пород последней создает впечатление некоторой регрессивности контактового метаморфизма, отчасти снижающей степень метаморфизма пород канского комплекса. Эти отношения указывают, что внедрение Таракской интрузии произошло уже после того, как канская формация пережила свой плутонометаморфизм с приобретением черт фации гиперстеновых гнейсов, и после того, как канский метаморфический комплекс был перемещен в более высокие горизонты литосферы. Вместе с тем характерные особенности Таракской интрузии, в частности, мощные инъекционно-ассимиляционные явления в контактовой зоне, далеко идущие явления гибридации, поразительно свежий микроклин указывают, что формирование таракских гранитов происходило в условиях высоких давлений при исключительно медленном охлаждении. Таракская интрузия, вероятно, принадлежит вообще к одним из наиболее глубинных магматических образований, а метаморфизм, вызванный ею, имеет ясно выраженные черты амфиболитовой фации [Эскола, 1936].

Возрастное положение Таракской интрузии определяется следующими отношениями. Таракские гнейсограниты метаморфизуют породы канского метаморфического комплекса и прорезаются многочисленными дайками кварцевых диабазов, которые, в свою очередь, пересекают более молодой енисейский метаморфический комплекс, но сами метаморфизуются Посольненской интрузией и, вероятно, генетически связаны с пластовыми залежами уралитовых диабазов и празинитов среди толщи филлитов нижнего протерозоя. Имеются все основания также думать, что описанные выше ортогнейсы и «древние мигматиты» (широко распространенные среди гнейсов и амфиболитов енисейского комплекса в западной части Южно-Енисейского кряжа) генетически связаны с Таракской же интрузией. Таким образом, Таракская гнейсогранитная интрузия моложе канского и енисейского метаморфических комплексов, но древнее филлитов нижнего протерозоя и посольненских гранитогнейсов. Внедрение ее, очевидно, связывается с верхнеархейским тектогенезом.

Позднейшие изменения пород Таракской интрузии накладывают определенный отпечаток на общий облик данного магматического комплекса. Из них можно прежде всего отметить: 1) явления переплавления гранитов в контакте с диабазовыми дайками; 2) катаклаз и милонитизацию гранитов; 3) окварцевание и эпидотизацию гранитов.

Как уже отмечено, после формирования Таракского плутона имела место интрузия базальтовой магмы, которая дала громадное количество даек кварцевого диабаза, секущих гранитный массив и ориентированных в северо-западном направлении. Базальтовая магма, очевидно, была достаточно перегретой, ибо она, с одной стороны, ассимилировала гранитный материал, изменила свой состав и кристаллизовалась в виде кварцевых диабазов, а с другой — вызвала вторичное плавление гранита в контакте. Шлифы, изготовленные из пород самого контакта, всегда показывают наличие на границе диабаза с полевым шпатом каемки микропегматита. В некоторых случаях в контакте с диабазом гранит сильно растрескан. При этом по трещинам в нем развивается микропегматит, иногда с избытком полевого шпата и с мелкими пластинками бурого хлорита. При полном переплавлении гранита образуются внедряющиеся в гранит жиллообразные массы, состоящие из мелкозернистого полевошпатового агрегата с примесью микропегматита и с включениями оплавленных зерен квар-

ца, микроклина и плагиоклаза. Интересно отметить, что микроклин этих включений отличается от микроклина гранитов исключительно тонким двойниковым строением, в чем, видимо, сказывается влияние высокой температуры.

В основном еще до внедрения базальтовой магмы имело место сильное раздавливание Таракского плутона. Следы такого раздавливания заметны почти в любом образце и шлифе гранита, причем для него в этом случае вообще характерны голубой кварц, изогнутые пластинки биотита, гнейсовидность с развитием очковых текстур.

Главным образом с зонами дробления и милонитизации связаны явления эпидотизации гранитов с образованием массивных кварц-эпидотовых пород. При этом надо думать, что и метаморфизм диабазов с развитием уралита за счет пироксена и минералов эпидотовой группы за счет плагиоклаза также является не столько автометаморфическим процессом, сколько значительно более поздним аллометасоматозом, вызванным неизвестной интрузией. В этой связи интересно отметить наличие в теле таракских гранитов кварцевых жил, явно не связанных генетически с гранитом. Не исключена возможность, что эта гидротермальная деятельность обусловлена интрузией красных порфировидных гранитов [Каза-ринов, 1939], секущих Таракскую интрузию и трансгрессивно перекрывающих красноцветным кембрийем в бассейне р. Алеги.

НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ

Посольненская гнейсогранитная интрузия, ее мигматиты и слюдоносные пегматиты

Совершенно иного типа граниты образуют два довольно крупных плутона, расположенных в бассейне рек Посольной и Пискуновки, залегающих среди кристаллических сланцев канского комплекса и частью среди филлитов и кварцитов нижнего протерозоя. Условия обнаженности этой части Южно-Енисейского кряжа таковы, что даже Посольненский плутон, несмотря на значительное сгущение маршрутов на площади его развития, не мог быть точно оконтурен. Границы его, изображенные на геологической карте, имеют совершенно условный характер. То же самое надо сказать и относительно пискуновских гранитов, которые наблюдались только на водоразделе между реками Шилкой и Пискуновкой в выемках по тракту. Все эти граниты окружаются широкими мигматитовыми полями и сами имеют мигматитовый характер. Границу между мигматитами и гранитами провести невозможно, поэтому на геологической карте участки регионально развитых мигматитов показаны одним знаком с гранитами.

Посольненская интрузия по многим особенностям слагающих ее гранитов, по характеру метаморфизма вмещающих толщ и проявлению аплито-пегматитовой фазы резко отличается от описанной выше Таракской. Петрографический состав пород, слагающих интрузию, поразительно однообразен. Оба ее массива целиком слагаются желтовато-розовыми гнейсовидными микроклиновыми гранитами, среди которых только очень редко наблюдаются ксенолиты амфиболитового состава. В краевых частях Посольненского плутона, а также в мелких гранитных дайках — сателлитах главного тела — иногда появляются породы адамеллитового состава. Гранитные плутоны окружены довольно широким ореолом мигма-

титов, но не артеритового типа, как в Таракской интрузии, а образовавшихся путем метасоматической фельдшпатизации с развитием крупных, иногда 'громадных порфировобластов розового и красного микроклина. Посольненская интрузия сопровождается обильной аплит-пегматитовой фазой, развитой преимущественно вне самого плутона и даже вне инъекционной зоны. Аплиты и пегматиты чрезвычайно разнообразны по характеру своего проявления. Интересно, что пегматиты Посольненской интрузии вызывают довольно сильный пневматолитический метаморфизм вмещающих пород и, очевидно, относятся к образованиям более поздним, чем мигматиты.

Микроклиновые граниты, как уже отмечено, представляются не только наиболее распространенным, но, пожалуй, и единственным типом пород, слагающих оба плутона. Посольненские граниты — это в большинстве случаев лейкократовые среднезернистые розоватые или розовато-желтые породы, только очень редко имеющие порфировидное сложение. Почти все граниты обладают ясно выраженной гнейсовидностью, наблюдающейся в отдельных образцах и целых обнажениях, причем гнейсовидность эта всегда вполне согласна со структурой вмещающих пород. Явлений катаклаза с образованием очковых гнейсов в посольненских гранитах в противоположность таракским совсем не наблюдалось.

Микроскопическое изучение обнаруживает решительное преобладание микроклина, количество которого обычно достигает 50—60% общей массы породы. Микроклин образует крупные и мелкие зерна совершенно неправильных очертаний, причем взаимоотношения микроклина с другими минералами показывают, что выделялся он не только в последнюю очередь, но частично развивался метасоматическим путем за счет плагиоклаза. Микроклин всегда совершенно свеж и прозрачен. Он обладает прекрасно выраженной и очень крупной (грубой) решеткой, развитой по всему зерну, и часто содержит пертитовые вроски пленчатого и жилковатого типа. Очень часто в нем обнаруживаются включения кварца и плагиоклаза. Последнего в посольненских гранитах обычно очень мало (10—15%). Представлен он олигоклазом (18—20% An); для него характерно почти полное отсутствие двойниковой структуры и прямое угасание в разрезах \perp (010), отчего его легко можно принять за ортоклаз, если не обращать внимания на дисперсионный эффект. Минерал образует мелкие, иногда идиоморфные, но чаще неправильные (от разъединения микроклином) зерна, очень часто содержащие мирмекитовые вроски кварца. Он почти всегда серицитизирован, иногда замещен пластинками мусковита. Кварц в гранитах присутствует в нормальном количестве, проявляется в виде неправильных зерен с обычным облачным угасанием, но без заметного катаклаза. Во многих же случаях содержание кварца значительно понижается, и тогда порода принимает граносиенитовый состав. Темноцветные компоненты представлены биотитом, присутствующим в количестве около 5% массы породы. Биотит обычный, желто-бурый, но часто хлоритизирован. В некоторых разностях появляется мусковит, развивающийся за счет плагиоклаза или биотита. В качестве примесей присутствуют апатит, циркон, магнетит, ильменит, сфен, причем рудные примеси довольно значительны.

Структура гранитов неясно гипидиоморфная, причем идиоморфизм плагиоклаза обычно совершенно затушеван процессами замещения его микроклином. В большинстве случаев наблюдается гнейсовидная текстура. При этом гнейсовидность обуславливается или параллельным рас-

положением пластинок биотита, или некоторой полосчатостью, выражающейся в появлении ясно ограниченных параллельных темных мелкозернистых лент, обогащенных биотитом, или же в появлении как бы параллельных жилок более грубозернистого кварц-микроклинового агрегата. Последние типы гнейсовидных гранитов наблюдаются преимущественно в контактовых зонах и имеют, очевидно, уже мигматитовый характер.

Среди гранитов нередко обнаруживаются мелкие неправильные по форме крупнозернистые участки, состоящие из кварца, микроклина и сильно обогащенные магнетитом.

Тело Посольненского плутона сопровождается многочисленными мелкими сателлитами и секущими дайками гранитного же или адемаеллитового состава. Эти **дайковые граниты** отличаются мелкозернистостью, а также повышенной ролью плагиоклаза и мусковита по сравнению с нормальным типом гранитов. Количество плагиоклаза здесь обычно примерно равно количеству микроклина, причем плагиоклаз иногда представлен зонарным андезином (35—38% An). В этих же породах всегда присутствует довольно значительное количество мусковита, образующего крупные пачки и иногда срастающегося с биотитом.

Химический состав довольно типичных для Посольненского плутона гранита и граноспелита характеризуют данные анализа двух образцов (см. табл. 2, ан. 32, 33). Первый из них (ан. 32) представляет собой желтоватую среднезернистую породу с редкими порфировидными обособлениями микроклина и заметной гнейсовидностью. Ее количественный минералогический состав: кварц — 26%; микроклин — 38; плагиоклаз — 30; биотит, мусковит и примеси — 6%. Структура скорее аллотриоморфная — собственные ограничения характерны только для мелких включений плагиоклаза в микроклине. Микроклин очень свежий с грубой решеткой. Он не содержит пертитовых вростков, совершенно отчетливо замещает плагиоклаз последним по времени образования. Плагиоклаз, являющийся альбит-олигоклазом (12% An, судя по углу погасания в направлении [100] = -10°), сильно серицитизирован. Наряду с бурым биотитом присутствует немного мусковита. В качестве примеси наблюдаются магнетит, апатит, циркон и сфен.

Другой образец (ан. 33) представляет собой пример типичного мигматитового гранита или, вернее, граноспелита. Порода обнаруживает ясную гнейсовидность, обусловленную параллельным расположением и концентрацией вдоль некоторых поверхностей темноцветных компонентов. Структура аллотриоморфная или даже гранобластическая с резким проявлением следов замещения плагиоклаза микроклином. Количественный минералогический состав: кварц — 19%; микроклин — 36; плагиоклаз — 35; биотит — 7; роговая обманка — 2; титаномагнетит, сфен, апатит — 1%. Микроклин очень свежий, с грубой решеткой, в неправильных крупных зернах, часто с включениями кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз (около 18% An, судя по углу погасания в направлении [100] = -7°) сильно серицитизирован. Широким развитием в нем пользуются мирмекитовые вростки кварца, располагающиеся по границам с микроклином. Кварц образует зерна округлой формы, скопляющиеся в отдельных участках или же наблюдающиеся в виде включений в микроклине и плагиоклазе, и производит впечатление реликта замещенной (фельдшпатизированной) породы. В качестве темноцветных минералов присутствуют бурый биотит и зеленая обыкновенная роговая обманка. Биотит частично хлю-

ритизирован, изредка превращен в мусковит. В качестве примесей наблюдаются титаномagnetит, апатит и вторичные сфен и эпидот.

Породы иного состава, чем описанные граниты и граноспелиты, в теле Посольненского плутона встречаются исключительно редко. Отмечу меланократовые шпирь в граноспелитах около дер. Гребень, имеющие состав габбро-диорита и состоящие из преобладающей зеленой роговой обманки, остаточного бесцветного моноклинового пироксена, биотита, замещающего роговую обманку, и свежего слегка зонарного плагиоклаза. В качестве примесей в них отмечаются обильный апатит, сфен, пльменит. По-видимому, эти меланократовые шпирь являются продуктами неполной переработки пироксен-плагиоклазовых пород канского комплекса.

Контактовая зона Посольненской интрузии очень широка. Проявляется она весьма разнообразно, будучи представленной различными мигматитами, амфиболитами, биотитовыми и биотит-амфиболовыми гнейсами, развивающимися как за счет древних кристаллических сланцев канского и енисейского метаморфических комплексов, так и за счет филлитов и кварцитов нижнего протерозоя. Посольненский и Пискуновский плутоны, по-видимому, целиком залегают внутри пород канского метаморфического комплекса, которые в пределах довольно широкой контактовой зоны испытали перекристаллизацию с развитием биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов различного типа, а в некоторых участках оказались более или менее сильно фельдшпатизированными и превращенными в разнообразные мигматиты. В северной части Южно-Енисейского кряжа, уже в области развития филлитов и кварцитов нижнего протерозоя, в разрезах по Енисею ниже устья р. Ангары, а также по р. Тасевой выше Кондаковского рудника и р. Ангаре против дер. Рыбной наблюдаются только широкие зоны мигматизации, внутри которых среди мигматитов обнаруживаются многочисленные пачки гнейсов и амфиболитов. При этом вызвавшие мигматизацию граниты здесь в обнажениях не наблюдались.

Мигматиты окружают довольно широким, но не сплошным ореолом Посольненский и Пискуновский плутоны, причем особенно эффективно они проявляются на простирании выклинивающегося гранитного тела.

Например, в 6 км ниже устья р. Шилки по правому берегу Енисея на протяжении почти 1 км обнажены оригинальные, слегка милопитизированные мигматиты с резко выраженной **порфиробластической** структурой. Порфиробласты в них слагаются свежим розовым или красным решетчатым микроклином, причем монокристаллы микроклина имеют или призматическую, или округленную эллиптическую форму и достигают 2—3 см в поперечнике. Интересно, что округленная форма порфиробластов является первичной, возникшей еще во время их роста. Об этом говорит наличие во многих порфиробластах включений биотита и кварца, распределение которых полностью повторяет контуры порфиробласта. Очень часто, впрочем, порфиробласты оказываются частично или полностью раздробленными и перекристаллизованными в мелкозернистый гранобластический агрегат. В первом случае порфиробласт оказывается слегка деформированным, гранулированным только по его периферии или же по зонам внутри монокристалла; во втором — порфиробласт принимает линзовидную форму и перекристаллизовывается уже целиком в гранобластический аплитовидный агрегат микроклина.

Основная масса таких порфиробластических мигматитов мелкозернистая, сланцеватая. Состоит она из гранобластического агрегата кварца, плагиоклаза (33% An), небольшого количества микроклина, бурого био-

тита, густо плеохроирующей сине-зеленой рибекитовой роговой обманки и примесей апатита и циркона. Обилие таких округленных порфиробластов в мигматите создает впечатление, что перед нами аркозовый конгломерат, причем впечатление это усиливается притираниями по поверхности порфиробластов. Однако это впечатление обманчиво, так как наряду с округленными порфиробластами в мигматитах имеются и линзовидные полевошпатовые обособления, и отдельные линзы не затронутого мигматизацией мелкозернистого гнейса, и параллельные гнейсовидности тонкие жилки аплитового состава, не отличающиеся по характеру слагающего их материала от гранулированных порфиробластов. Видимая мощность всей этой толщи порфиробластических мигматитов, имеющей здесь простирание 280° и падение под углом $70-80^\circ$ на север-северо-восток, не менее 800 м. Конечно, конгломерат такой мощности с совершенно однородным составом гальки невозможен. Судя по условиям залегания и пространственному расположению выходов описанных мигматитов относительно Пискуновского плутона, мигматиты эти являются как бы непосредственным продолжением последнего в направлении простирания вмещающей гнейсовой толщи.

Начальные стадии образования описанных мигматитов можно наблюдать в обнажениях правого берега Енисея сразу ниже устья р. Шилки, где пироксен-плагноклазовые кристаллические сланцы канского комплекса мигматизированы относительно слабо. Пачки немигматизированных пироксен-плагноклазовых пород превращены в гранатовые амфиболиты. В тех их участках, где наблюдаются только отдельные порфиробласты микроклина, под микроскопом можно видеть, что оливково-зеленая обыкновенная роговая обманка, характерная для гранатовых амфиболитов, полностью замещается биотитом; в случае же энергичной фельдшпатизации исчезает и гранат, также переходящий в биотит; при этом основная масса мигматита одновременно обогащается кварцем, микроклином и рибекитом, и таким образом формируется порфиробластический мигматит, не отличный от описанных выше.

Подобного же типа мигматиты наблюдаются в западном (боковом) контакте Посольненского плутона в разрезах по р. Посольной. Совершенно естественно, что в боковом контакте зона мигматизации проявляется не так эффектно. Здесь также широко развиваются порфиробластические мигматиты, в которых можно наблюдать все переходные разности, начиная от сланцеватого темного гнейса с редкими порфиробластами микроклина, кончая совершенно массивными гранитовидными породами, в которых только ленты и неправильные скопления мелкозернистого кварц-биотит-плагноклазового агрегата выдают их мигматитовый характер. Порфиробластические мигматиты в этой контактовой зоне чередуются с мощными пачками совершенно немигматизированных биотит-плагноклазовых гнейсов и прорезаются рядом пегматитовых жил и мелких гранитных даек.

Химизм «ангарского» и «енисейского» мигматитов (см. табл. 2, ан. 36, 37) очень близок химизму посольненских мигматитов и мигматитовых гранитов.

В работе А. К. Мейстера [1910, с. 218 и 223] приведены химические анализы гнейсовидных аляскитового гранита и умптекита из нижнего течения р. Рудиковки.

Под наименованием аляскитового гранита А. К. Мейстером, видимо, описываются широко развитые по р. Рудиковке средне- и мелкозернис-

тые мигматитовые гнейсограниты, среди которых только редко встречаются пачки амфиболита и биотит-плагноклазового гнейса. Рудиковские мигматиты состоят существенно из микроклина и кварца, но содержат пятна и отдельные пленки, обогащенные биотитом. В общей мелкозернистой массе выделяются некрупные и совершенно неправильные порфиробласты микроклина, очень сильно замещенного пятнистым и ключевидным пертитом. В основной массе преобладает микроклин другого типа и, по-видимому, другой генерации — совершенно свободный от пертитовых вростков, с очень грубой микроклиновой решеткой. Кроме того, в составе породы немного кислого плагноклаза, кварц, зеленый биотит, мусковит, сфен и отдельные зернышки фиолетового флюорита. Структура гранобластическая.

Химизм «алескитового гранита» (см. табл. 2, ан. 34) точно отвечает среднему типу щелочного гранита по А. Н. Заварицкому и нормально щелочно-гранитовому типу магм по П. Ниггли. Химизм «умптекита» А. К. Мейстера (ан. 35) действительно наиболее близок химизму умптекитового типа магм П. Ниггли и среднему типу умптекита А. Н. Заварицкого. Таким образом, та и другая породы имеют резко выраженный щелочной характер и по классификации П. Ниггли относятся к натровому ряду, в то время как все остальные мигматиты и мигматитовые граниты, связанные с Посольненской интрузией, характеризуются более или менее резким преобладанием калия над натрием. Чем объясняется эта особенность химизма рудиковских пород, сказать пока трудно, но не исключена возможность, что на этом участке имеются проявления и более юной интрузивной деятельности. Любопытно, между прочим, что в рудиковских гранитогнейсах почти постоянной примесью является флюорит, совершенно не характерный для Посольненской интрузии.

Контактные гнейсы и амфиболиты. Посольненский плутон внедрился в породы канского метаморфического комплекса, характеризующиеся минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов, т. е. парагенезисами «плагноклаз — диопсид — гиперстен» и «плагноклаз — гиперстен — альмандин», а также отсутствием первичных амфиболов, сфена и минералов эпидотовой группы. Эти породы в участках, подвергшихся контактовому воздействию со стороны Посольненской интрузии, испытывают регрессивный метаморфизм с образованием ассоциаций, характерных для амфиболитовой фации [Эскола, 1936]. Здесь развиты пачки биотит-плагноклазовых гнейсов, состоящих из кварца, олигоклаза и биотита, иногда с примесью граната, силлиманита и эпидота, которые перемежаются с пачками плагноклазовых амфиболитов, сложенных обыкновенной роговой обманкой и средним плагноклазом, в некоторых разностях с обильным красным гранатом, в других со сфеном и эпидотом. Судя по ряду переходных разностей и реликтовым структурам, эти амфиболиты образуются за счет пироксен-плагноклазовых пород канского комплекса. Биотит-плагноклазовые гнейсы обладают совершенно одинаковым химическим составом с гранатовыми гнейсами канского комплекса и образуются, по-видимому, за счет последних. Таким образом, повторный метаморфизм здесь выразился прежде всего в замещении граната биотитом, а пироксенов амфиболами, причем в некоторых случаях одновременно; в результате реакции между ортопироксеном и плагноклазом развивался новый красный гранат. Характерно для этого метаморфизма также понижение основности плагноклаза, при этом освобождающаяся анортитовая молекула идет на образование эпидота и одновременно за счет пль-

менита возникает сфен. В зонах описанных инъекций эти породы в большей или меньшей степени обогащаются метасоматическим развивающимся микроклином, причем одновременно амфибол замещается биотитом, иногда же развивается щелочная роговая обманка. Около пегматитовых жил замечается образование мусковита и иногда турмалина и силлиманита.

Выше отмечались мигматитовые зоны, вскрываемые Ангарой и Енисеем, ниже устья р. Ангары, и содержащие пачки не испытавших мигматизации биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов. Имеются основания думать, что мигматизации здесь подверглись филлиты и празиниты нижнего протерозоя, и вот оказывается, что гнейсы и амфиболиты, образовавшиеся за счет толщи филлитов с празинитами, по существу, ничем не отличаются от гнейсов и амфиболитов, возникших в результате повторного метаморфизма пород канского комплекса. Отличием может служить только резко проявленная кристаллизационная сланцеватость, обилие минералов эпидотовой группы, преимущественно зеленый, а не бурый биотит, постоянное присутствие кварца в сланцеватых плагиоклазовых амфиболитах.

Аплит-пегматитовая фаза Посольненской интрузии пользуется чрезвычайно широким распространением, причем характерно, что пегматиты встречаются преимущественно вне гранитных массивов и окружающих их мигматитовых зон, чем, понятно, определяется некоторая условность в предполагаемой генетической связи описанных ниже аплитов и пегматитов именно с Посольненской интрузией. Генетическая связь эта, собственно, доказывается только тем, что пегматиты все же группируются вокруг Посольненского и Пискуновского плутонов, и тем, что геологические взаимоотношения пегматитов и гранитов с другими метаморфическими и магматическими формациями одни и те же. За это говорит фациальность Посольненской интрузии и отношение ее и пегматитов к тектонике. Очень часто пегматиты оказываются слюдоносными; некоторые месторождения более или менее детально изучены и описаны [Альтгаузер, 1936; Якшин, 1937], что дает мне возможность дать только очень сжатую их характеристику.

Наиболее распространенным типом пегматитов являются **письменные граниты** и различные **ортотектиты**. Последние почти не отличаются по минералогическому составу от гранитов, но обладают изменчивой структурой. Большей частью это неравномерно-зернистые желтовато-розовые породы с обособлениями грубозернистого материала, обладающего письменной структурой. Характерен обильный мусковит. В эндоконтактовых зонах они иногда содержат примесь турмалина и граната. Письменные гранаты образуют преимущественно пластовые топки (до 2 м) жилки, обладают светло-розовой окраской, причем кроме кварца, микроклина и альбит-олигоклаза они содержат уже более значительную примесь черного турмалина и зеленоватого мусковита, хотя размеры и содержание последнего нигде не достигают значительной величины.

Любопытно, что ортотектиты и письменные граниты вызывают заметный метаморфизм во вмещающих гнейсах, выражающийся в более или менее энергичной мусковитизации последних с образованием двуслюдяных гнейсов или даже сланцев, причем интенсивность этого метаморфизма зависит от мощности пегматитового тела и примерно пропорциональна количеству мусковита в пегматитовой жиле. Мусковитизация всегда сильнее в всячем боку пегматитовой жилы. Например, ниже

устья р. Бобровки по левому берегу Енисея биотит-плагноклазовые гнейсы рассеяны рядом жил розового ортотектита с выпотами письменного гранита и довольно обильным мусковитом. В лежащем боку жилы, даже в самом контакте, гнейс почти не изменен. Пневматолитиз выразился только в проявлении довольно крупных зерен апатита, сфена и ортита с эпидотовой каемкой, а также в развитии по трещинкам небольшого количества мусковита и хлорита. Висячем же боку гнейсы сильно пневматолитизированы на расстоянии 12—15 м от контакта с образованием двуслюдяных гнейсов. Последние отличаются от биотит-плагноклазового гнейса обычного типа обилием крупных листочков мусковита, развивающегося, очевидно, за счет плагноклаза, содержание которого в таких двуслюдяных гнейсах всегда резко понижено. Интересно, что гранат в этих гнейсах совершенно свеж и, очевидно, вполне устойчив в обстановке процесса мусковитизации. Среди двуслюдяных гнейсов, здесь сильно сплюснутых, довольно часто наблюдаются тонкие кварцево-мусковитовые прожилки, состоящие из кварца, мусковита и редких зерен совершенно разъеденного плагноклаза. Около них, естественно, пневматолитиз особенно силен.

Пегматиты пегматоидной структуры, в частности с развитым пневматолитовым фазамп, естественно встречаются значительно реже, но они лучше изучены, ибо в некоторых случаях оказываются слюдоносными, иногда содержащими включения берилла. Наряду с ортотектитам и письменным гранитами такого типа пегматиты наблюдались в бассейнах рек Посольной и Шилки, где, между прочим, размещаются Александровское месторождение мусковита, а также Кондаковское и Баргинское (Канское) месторождения слюды.

Изучение последних двух месторождений вносит существенные поправки в существующие представления о характере взаимоотношений между пегматитовым расплавом и вмещающими породами и о происхождении вмещающих пегматиты кристаллических сланцев. Поэтому на характеристике Кондаковского и Баргинского месторождений необходимо остановиться несколько подробнее.

Пегматиты Кондаковского слюдяного месторождения детально изучены и описаны А. А. Якшиним [1937]. Месторождение это расположено на правом берегу р. Тасеевой в 18 км от ее устья, т. е. в крайнем северо-восточном углу исследованной нами площади.

В строении района главное участие принимают различные кристаллические сланцы, образующие полосу северо-восточного простирания около 10 км шириной. В южной части полосы выступают мпгматизированные гнейсы и амфиболиты. В главной же своей части эта полоса сложена двуслюдяными и слюдяно-гранатовыми сланцами и более редкими слюдяными сланцами со ставролитом, дистеном, сплпманитом. Среди этих разновидностей слюдяных сланцев встречаются прослои гранато-рогообманковых, эпидото-биотитовых сланцев, слюдяного кварцита и мрамора.

Пегматиты образуют пластовые жилы и линзы мощностью до 18—20 м и 300—350 м длиной. Изредка встречаются штокообразные и гнездообразные тела, в плане неправильной или овальной формы. Пегматитовые жилы довольно сильно изменяются по своему составу и структурам, причем в них наряду с простыми письменными гранитами широко распространяются резко расслоенные пегматиты с обособленным аплитовой оторочкой, зоной письменного гранита, крупнозернистой пегматоидной

зоной п кварцевым поясом в центре. Изредка встречаются альбитовые пегматиты.

Метаморфизм всей полосы, включающей слюдоносные пегматиты Кондаковского месторождения, в значительной степени обуславливается инъекцией пегматитов и имеет существенно пневматолитический характер. Правда, часть встречающихся здесь кристаллических сланцев, например амфиболиты, биотит-плагноклазовые гнейсы и мигматиты, развитые в юго-восточной части пегматитового поля, очевидно, была сформирована еще до внедрения пегматитовых расплавов. Но массовая инъекция последних вызвала почти региональный пневматолитиз всего пегматитового поля, причем этот повторный пневматолитический метаморфизм испытали как гнейсы и амфиболиты, так и филлиты и кварциты; продуктом этого же пневматолита явились и вмещающие сейчас пегматитовые жилы разнообразные слюдяные сланцы, иногда содержащие гранат, дистен, ставролит, турмалин.

Генетическая связь этих слюдяных сланцев с пегматитами доказывается прежде всего тем, что кроме зон массового развития пегматитов слюдяные сланцы подобного типа нигде в Южно-Енисейском кряже не встречаются. Начальные стадии аналогичного пневматолита, выражающегося в мусковитизации биотит-плагноклазовых гнейсов в контакте с пегматитовыми жилами р. Бобровки и бассейна р. Посольной, описаны выше. В Кондаковском месторождении, благодаря региональности и типичности явлений пневматолита, подобные отношения наблюдаются редко, но в некоторых случаях, например, около жилы 170, залегающей в биотит-плагноклазовом гнейсе, последний в всяком боку жилы превращен в черный биотитовый сланец, а ближе к контакту и в местах инъекций кварцевых жилок в двуслюдяной или мусковитовый сланец с турмалином. По-видимому, такие минералы, как гранат, силлиманит, дистен, ставролит, также обязаны своим происхождением пневматолиту. Интересны в этом отношении наблюдения над условиями появления ставролита в сланцевой толще.

Километра 1,5 ниже рудничного поселка на правом берегу р. Тасевой обнажена толща довольно однообразных тонкочешуйчатых слюдяно-гранатовых сланцев, состоящих из кварца, биотита, мусковита и граната (последний в порфиробластах до 2—3 мм в диаметре). Сланцевая толща здесь пронизана рядом тонких (10—30 см) послойных кварцевых и кварцево-полевошпатовых жилок. Характерно, что только в местах скопления таких жил и в альбандах этих жил сланцы приобретают крупное зерно и в них развиваются крупные порфиробласты граната и ставролита. Особенно наглядно доказывается существенно пневматолитическое происхождение ставролита наличием кварцевых жил, на альбандах которых развиваются корки крупнозернистого ставролита 2—3 см мощностью с кристаллами до 2—3 см длиной. Нередко сторона такой корки, обращенная от кварцевой жилы, представляет собой щетку хорошо образованных кристаллов.

Начальные стадии процесса образования слюдяно-гранатового сланца можно наблюдать в разрезах по р. Ангаре на северо-восточном продолжении кондаковского пегматитового поля. Около дер. Сметанной, а особенно на правом берегу р. Ангары, можно видеть однообразную толщу серо-зеленых филлитов, состоящих существенно из кварца, хлорита и серицита. И вот, в этих филлитах, только в участках, где развиваются тонкие послойные жилки и линзочки серого прозрачного кварца, заме-

чается появление зерен граната и чешуек биотита и мусковита, причем размеры зерен этих минералов находятся в прямой зависимости от густоты кварцевой инъекции, а также от расстояния до отдельных кварцевых жил.

Для дистена и силлиманита нет таких ясных доказательств генетической связи их с пегматитом, но должен отметить, что дистен в Южно-Енисейском кряже встречается только в слюдяных сланцах пегматитовых полей Александровского и Кондаковского месторождений, а силлиманит — обычно в контактах с пегматитами.

Пегматиты Баргинского (Канского) слюдяного месторождения прекрасно описаны М. Н. Альтгаузенем [1936]. Вмещающими породами здесь являются гранат-полевошпатовые и пироксен-плагиоклазовые породы канского комплекса, причем пегматитовые жилы всегда как чехлом одеты сланцеватыми биотитовыми и роговообманковыми гнейсами. Это обстоятельство М. Н. Альтгаузен особо подчеркивает: «Все пегматитовые жилы приурочены только к сланцеватым породам — биотитовым и частично роговообманковым гнейсам» [1936, с. 164]. «Довольно ясно вырисовывается связь между формой пегматитового тела и внешней формой вмещающих гнейсов... Там, где имеются выдержанные «пласты» гнейсов, пегматитовые жилы выдержаны по простиранию и имеют пластинкообразную или блинообразную форму; в тех же случаях, когда гнейсы обладают неправильными глыбообразными контурами, пегматитовые жилы имеют также неправильные формы, иногда повторяющие изгибы контуров гнейсов» [1936, с. 165]. Большая часть пегматитов наблюдается в виде пластовых жил, простирающихся в северо-западных румбах, в некоторых же случаях жилы падают круче, чем вмещающие породы, причем углы падения колеблются от 15 до 60°. Форма жил преимущественно пластинкообразная. Они хорошо выдерживаются по простиранию на 200—400 м при мощности 1—2 м. В одном случае длина достигает 2000 м при мощности от 10 до 50 м. С другой стороны, встречаются и совершенно неправильные тела линзообразной формы.

Строение жил разнообразно. Иногда вся пегматитовая жила заполняется однообразной массой пегматитового материала, чаще же наблюдаются расслоенные жилы с обычной схемой строения, т. е. с аплитовой оторочкой на периферии и кварцевым поясом в осевой части. Основная же часть жилы сложена пегматоидным, редко письменным, агрегатом кварца и полевых шпатов со значительной примесью мусковита.

Взаимоотношения между пегматитами и вмещающей толщей гранат-полевошпатовых и пироксен-плагиоклазовых пород канского комплекса показывают, что пегматитовый расплав внедрялся в породы этой формации не только тогда, когда основной метаморфизм ее был закончен, но и после того, как она была выведена в более высокие горизонты литосферы и испытала сильное сжатие, может быть неоднократное, разрешившееся дизъюнктивами, вдоль которых породы сильно милонитизированы и рассланцованы. Совершенно естественно, что пегматитовый расплав внедрялся вдоль этих зон милонитизации, совпадающих с преобладающим простиранием формации, но падающих несколько круче, чем последние. Биотитовые же гнейсы, облекающие пегматитовые жилы, являются продуктом пневматолитического метаморфизма пород канского комплекса, вызванного внедрением пегматитового расплава. Это доказывается не только постоянной ассоциацией пегматита и биотитового гнейса и секущим залеганием пегматитов в толще кристаллических сланцев, но и зависимостью

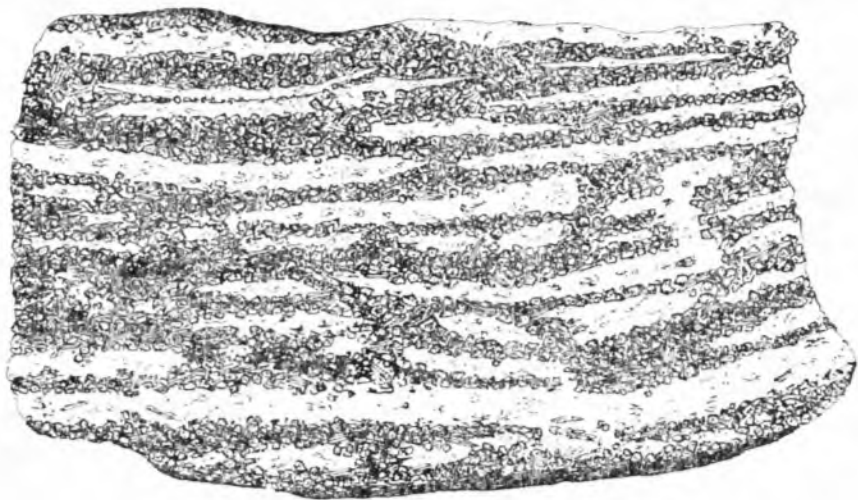


Рис. 22. Биотитизированный гранатовый гнейс из контакта с пегматитовой жиллой. Баргинское месторождение слюды. Обр. 1018/1937. Уменьшено в 1,5 раза. Зарисовка с фотографии.

между мощностью пегматитовой жилы и мощностью оторочки биотитового гнейса, наличием переходов от биотитовых гнейсов к гранат-полевошпатовым породам, а также постоянно наблюдавшимися явлениями биотитизации граната с развитием полных псевдоморфоз (рис. 22). Наконец, следует отметить, что превращение гранатовых и гиперстеновых пород в биотитовые гнейсы вообще является в нашем районе характерным контактово-метаморфическим процессом, наблюдавшимся около всех кислых интрузий и особенно пегматитовых жил.

Сравнение многочисленных химических анализов массивных гранат-полевошпатовых, пироксен-плагиоклазовых пород и контактовых биотитовых гнейсов показывает, что биотитовые гнейсы при одинаковом с массивными породами содержании кремнезема в общем отличаются от последних резко повышенным содержанием конституционной воды, окиси калия и отчасти глинозема и пониженным — окисей кальция и магния; остальные же компоненты остаются почти без изменений. Можно думать поэтому, что пневматолитиз массивных пироксен-плагиоклазовых и гранат-полевошпатовых кристаллических сланцев, обусловленный пегматитовыми расплавами, сопровождался привнесом значительных количеств воды и калия. Возможно, что одновременно выносились из замещаемых пород кальций и магний, что вполне возможно при метасоматическом процессе.

После своего формирования баргинские пегматиты испытали заметное раздробление. Пегматиты нередко милонитизированы с развитием очковых текстур. Эти механические воздействия, между прочим, сильно обесценили месторождение, ибо мусковит был ими сильно деформирован.

Надо сказать, что пегматиты Баргинского месторождения несколько отличаются от кондаковских и шилкинских пегматитов более слабым проявлением пегматоидных фаз, а также характером контактового воздействия на боковые породы, которое выражается существенно в биотитизации граната и амфиболизации пироксенов. Мусковит, турмалин и другие пневматолитические минералы здесь слабо распространены. Сейчас труд-

но сказать, чем обусловлены эти отличия. Возможно, что кондаковские и шилкинские пегматиты вообще были более богаты летучими, чем баргинские, хотя широкое развитие экзо- и эндоконтактового пневматолита в этих районах могло быть обусловлено, или во всяком случае усилено, меньшей глубиной формирования кондаковских пегматитов. Не исключена, наконец, возможность, что пегматиты Баргинского месторождения вообще являются генетически связанными не с Посольненской, а с более древней, например, Таракской гранитной интрузией, что отчасти находит себе подтверждение и в сильном катаклазе и милонитизации баргинских пегматитов, вполне сравнимыми с таковыми в таракских гранитах.

Лампрофиты, связанные с Посольненской интрузией, являются исключительной редкостью. До сих пор зарегистрирована только одна дайка спессартита, секущая породы Посольненского плутона. Спессартит этот представляет собой желтовато-зеленую мелкозернистую породу, состоящую из преобладающего сильно серицитизированного плагиоклаза и бледно-зеленой роговой обманки, образующей игольчатые идиоморфные кристаллы. В качестве незначительной примеси наблюдается кварц. Вторичные минералы: хлорит, эпидот, серицит.

Фаціальность и условия формирования интрузии. Как было указано выше, Посольненской интрузией обусловлен сложный метаморфизм, развившийся в образовании биотит-плагиоклазовых гнейсов, плагиоклазовых амфиболитов и мигматитов за счет самого различного исходного материала. Минеральные ассоциации контактовых пород Посольненской интрузии принадлежат к амфиболитовой фации [Эскола, 1936], т. е. характеризуются в общем теми же особенностями, что и породы экзоконтакта Таракской интрузии. Существенным отличием экзоконтактов посольненских гранитов является полное отсутствие кордиерита, что, вероятно, объясняется широким проявлением здесь щелочного метасоматоза, с которым связывается образование мигматитов, да, по-видимому, и самих гранитов. Мигматитовые образования широко распространены повсюду типичны для Посольненской интрузии. По характеру своего проявления они сильно отличаются от мигматитов таракских, где мы видели резкое преобладание послойной инъекции с образованием артеритов с далеко идущими ассимиляционными явлениями. Для Посольненской интрузии характерно преобладание метасоматической мигматизации (фельдшпатизации) с развитием порфиробластического микроклина и соответственно небольшая роль инъекций артеритового типа. Судя по тому, что явно привнесенными минералами в мигматитах являются микроклин, а также, видимо, биотит и рибекит, мигматизирующие растворы имели резко выраженный щелочной характер. В поле не удается провести границу между мигматитами и собственно гранитами Посольненской интрузии, да, вероятно, этой границы и не существует, поскольку значительная часть посольненских гранитов имеет определенно мигматитовый характер, о чем говорят их унаследованная гнейсовидность и полосчатость, аллотриоморфные и даже гранобластические структуры, явления замещения плагиоклаза микроклином и т. д. Любопытно также исключительно слабое проявление собственно ассимиляционных явлений, что обусловило поразительное однообразие гранитов, слагающих Посольненский и Пискуновский плутоны. Наконец, очень характерно для Посольненской интрузии чрезвычайно широкое развитие пегматитов, которые секут структуры мигматитов и, очевидно, являются продуктом дополнительной инъекции, между прочим, сопровождавшейся своим существенно пневмато-

литическим метаморфизмом, выражающимся в развитии биотита, мусковита, турмалина, граната, иногда ставролита, дистена, ортита.

Изложенное дает возможность следующим образом представить себе процесс формирования посольненских гранитов и мигматитов. Намечающееся линейное расположение зон мигматизации и гнейсогранитных плутонов, а также постоянная гнейсовидность слагающих их пород, совпадающая с этим основным направлением, позволяют думать, что интрузия ориентировалась вдоль некоторых тектонических зон, проявившихся и в нижнем протерозое, и в архейском фундаменте в виде рассланцовки. По-видимому, внедрения собственно жидкой магмы, сопровождающегося раздвиганием стенок, поднятием или обрушением кровли или, наконец, поглощением — ассимиляцией вмещающих пород, здесь не было. Процесс свелся к метасоматической мигматизации и гранитизации, обусловленной поднятием вдоль зон рассланцовки чрезвычайно подвижных щелочных растворов. Причем количество привнесенного материала, видимо, было не так велико, поскольку об этом можно судить по данным химических анализов (см. табл. 2, ан. 38—41), которые показывают, что в процессе мигматизации к материалу первичной породы прибавлены, очевидно, только щелочи, особенно калий, и глинозем. Изучение макро- и микроструктур мигматитов дает возможность утверждать, что процесс фельдшпатизации является процессом преимущественно метасоматическим, т. е. осуществляющимся без существенного увеличения объема, почему мы должны допустить и вынос растворами некоторого количества окисей магния, кальция и железа из замещаемой породы, причем одновременно с превращением части закисного железа в окисное. Те же особенности структуры мигматитов говорят о длительности процесса фельдшпатизации и гранитизации и о непрекращавшихся во время этого процесса дифференциальных движениях в толще замещаемых пород.

Выше было отмечено, что двуслюдяные граниты, ортотектиты и слюдоносные пегматиты секут, иногда вкрест простирания, мигматиты. Таким образом, единственные достоверные настоящие магматические образования наиболее поздние в этом магматическом комплексе — они были интродуцированы, когда процесс мигматизации в основном закончился. Эти отношения заставляют подвергнуть сомнению общепринятые представления об образовании мигматитов (инъекционных гнейсов) путем внедрения в боковые породы «остаточных» расплавов. По-видимому, во многих случаях главная фаза мигматизации предшествует интрузии жидкой магмы.

Возрастные соотношения Посольненской интрузии с другими метаморфическими, осадочными и магматическими формациями устанавливаются достаточно точно. Посольненский и Пискуновский гнейсогранитные плутоны и связанные с ними пегматиты метаморфизуют канский, енисейский (см. рис. 13) и мурожно-татарский метаморфические комплексы, в частности, кварциты Сухого хребта, а также формации древних диабазов, пересекающих обильными дайками Таракскую гнейсовидную интрузию и гнейсы канского комплекса (см. рис. 14). Описанные далее нижнеканские граниты местами включают громадные ксенолиты мигматитов, совершенно схожих с посольненскими. На основании отсутствия гнейсогранитных посольненского типа интрузий и связанных с ним жил слюдоносных пегматитов в нормально-осадочных известняково-сланцевых толщах среднепротерозойского возраста нужно думать, что интрузия посольненских гнейсогранитов и мигматитов (вернее, процесс гранитизации)

имела место после того, как нижнепротерозойские осадочные толщи были пронизаны диабазовыми спллами, собраны в складки и рассланцованы, но до того, как были внедрены нижнеканские граниты, и, тем более, до отложения карбонатного среднего протерозоя.

Нижнеканская гранитная интрузия

Река Кан в своем нижнем течении на протяжении около 80 км прорезает громадный гранитный плутон и его контактовую зону, прорванную рядом сателлитовых тел. От Большого порога (15 км от устья р. Кан) до кл. Березового, т. е. на протяжении около 25 км, по берегам р. Кан обнаружены, по существу, только роговики и инъекционные гнейсы, пронизанные большим количеством послойных и секущих пегматитовых и аплитовых жил, а также несколькими некрупными линзовидными телами сиенитов и диоритов, имеющих явно гибридный характер. От кл. Березового до кл. Ростовцева, т. е. на протяжении 40 км, р. Кан вскрывает главный гранитный плутон, сложенный красными и розовыми порфировидными гранитами. Вблизи северного контакта граниты содержат значительное количество шлировых масс диоритового состава. Ближе к восточному контакту граниты местами переполняются громадными включениями мигматитов посольненского типа, а также иногда содержат ксенолиты амфиболитового состава. Ширина восточной экзоконтактной зоны невелика — на расстоянии 1 км от контакта влияния гранитной интрузии уже почти не чувствуется. Нижнеканский гранитный плутон сопровождается аплитами, пегматитами и лампрофирами. Меньших размеров гранитные плутоны закартированы М. П. Нагорским [1938] по правобережью Енисея выше устья р. Кан.

Решительно преобладающим типом пород в составе главного плутона являются **красные и розовые микроклиновые порфировидные граниты**. Основным компонентом в них выступает красный или розовый микроклин, образующий выделения иногда до 4 см в длину, чаще же менее крупные. Границы выделений с остальной массой породы неясные, и в краевых частях микроклинового зерна всегда много включений плагиоклаза и кварца. Микроклиновая решетка проявляется неравномерно, пятнами, преимущественно около включений, иногда же она совсем не проявляется. Характерна постоянная пертитизация с ключевидным или жилковатым пертитом. Плагиоклаз составляет не более 20—25% массы породы. Он обладает составом альбит-олигоклаза, реже олигоклаза; образует значительно менее крупные, чем микроклин, зерна, иногда слабо зонарные, серицитизированные, имеющие в образце беловатую окраску. Кварц, как правило, прозрачный серый, или даже черный, присутствует в нормальном для гранита количестве 25—30%, которое редко снижается до 10—15%. Темные минералы представлены только бурым биотитом, иногда хлоритизированным, присутствующим в небольшом количестве. В некоторых порфировидных гранитах биотит совсем отсутствует. Мусковит встречается довольно часто. В качестве примесей наблюдаются апатит, циркон, магнетит, причем последний является постоянной составной частью гранитов, что вместе с окраской и характером микроклина, между прочим, резко отличает нижнеканские граниты от таракских. Явления катаклаза в виде облачного угасания кварца наблюдаются почти в каждом образце. Иногда — особенно в контактовых зонах — граниты заметно гнейсированы. Кроме того, в качестве существенного текстурного

элемента намечается параллельное расположение таблитчатых кристаллов микроклина, уже выражающее прототектонику.

Имеется два анализа типичных для Нижнеканского плутона гранитов (см. табл. 2, ан. 42, 43).

Первый из анализированных образцов (ан. 42) представляет собой желтовато-розовую крупнозернистую породу с порфировидными выделениями микроклина до 3 см длиной. Минералогический состав: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, мусковит, сфен, циркон, магнетит, апатит. Крупнозернистость породы делает ненадежным определение количественного минералогического состава на пушинтеграторе, поэтому привожу результаты вычисления нормативного состава: кварц — 34,9%; ортоклаз — 23,4; альбит — 28,3; анортит — 7,5%; кроме того, при расчете получаются нормативный корунд, энстатит, магнетит и гематит, которые, очевидно, входят в действительности в состав биотита, мусковита и сфена вместе с соответственным количеством калия и кальция. Порода действительно очень богата характерным дымчатым кварцем, между прочим, идиоморфным по отношению к микроклину. Микроклин очень свежий со слабым развитием жилковатого пертита; микроклиновая решетка в нем проявляется только отдельными пятнами преимущественно около пертитовых вrostков; карлсбадские двойники обыкновенны; минерал резко ксеноморфен к кварцу и плагиоклазу. Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые, резко повторно зонарные зерна, причем состав отдельных зон в них, судя по углам угасания в направлении [100], меняющимся от $+11$ до -12° , колеблется от 27 до 10% Ап. Мелкие незонарные зерна обычно имеют в этом направлении почти прямое угасание. Темноцветные минералы представлены биотитом с плеохроизмом от соломенно-желтого до буро-черного. В качестве примесей наблюдается довольно обильный магнетит, а также апатит, циркон, сфен. Вторичные продукты: хлорит по биотиту, серицит и крупные листочки мусковита по плагиоклазу.

Второй образец (ан. 43) представляет грубо- и равномернозернистый красный гранит со средней величиной зерна 0,5—1,0 см. Состоит он из тех же компонентов, что и предыдущий. Различие сводится к заметно меньшему в красном граните содержанию кварца, что находит отражение и в химическом анализе, и в особенностях структуры. Нормативный состав главных компонентов: кварц — 22,9%, ортоклаз — 21,7; альбит — 36,2; анортит — 11,1%; кроме того, при пересчете получаются магнетит, ильменит, гиперстен, из которых только обильный магнетит присутствует в действительности в породе, остальные же реально заменяются биотитом и сфеном. Плагиоклаз слегка зонарен, причем центральная и большая часть его зерен дает угол угасания в направлении [100] = $+5^\circ$, а узкая полоска по их периферии — 0° , т. е. состав изменяется только в пределах от 23 до 21% Ап. Характерен резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к микроклину, благодаря чему микроструктура в некоторых участках шлифа принимает характер монцититовой. Микроклин, с почти не проявленной решеткой и очень слабо пертитизованный, обычно ксеноморфен к плагиоклазу, но резко идиоморфен к кварцу. Последний образует крупные неправильные зерна со слабо выраженным облачным угасанием. Биотит (сильно хлоритизированный) образует мелкие таблички, сбивающиеся кучками и располагающиеся вместе с кварцем и микроклином в интерстициях между зернами плагиоклаза; по отношению к последнему он заметно ксеноморфен. В качестве примесей отмечены обиль-

ный магнетит, а также сфен, апатит, циркон. Вторичные минералы: серицит, развивающийся в виде очень тонкой сыпи по плагиоклазу, хлорит по биотиту и немного мусковита.

По особенностям химизма обе породы очень близки друг к другу — различия между ними, по существу, определяются только несколько различным содержанием кремнекислоты. Анализированные граниты очень близки «среднему граниту». Обращает на себя внимание также химическая близость нижнеканских гранитов с посольненскими гнейсогранитами, что делает очень вероятным и наличие генетической связи между теми и другими.

На участке течения р. Кан от устья р. Рыбной до восточной границы плутона в гранитах часто наблюдаются громадные включения-ксенолиты инъекционных гнейсов, а также менее крупные ксенолиты черных амфиболитов.

Инъекционные гнейсы включений очень разнообразны по своему внешнему виду. Это — всегда гнейсовидные слоистые породы серого, желто-серого или красного цвета в зависимости от количества биотита и микроклина. Слоистость определяется чередованием биотитовых и полевошпатовых или кварцево-полевошпатовых прослоек или линзочек, причем в случае интенсивной мигматизации биотитовые пленки как бы расплываются в массе кварц-полевошпатового материала.

Эти инъекционные гнейсы образуют громадные (до 1—0,5 км в диаметре) включения в гранитах, которые являются, может быть, просто провесами кровли. Они местами прорезаны многочисленными послойными телами средне- и крупнозернистого желтоватого адамеллита, образующего много мелких внедрений по слоистости инъекционных гнейсов. Контакты адамеллита с последними всегда совершенно резкие; в самом контакте обычна оторочка мелкозернистого аплита.

В пределах этой же зоны распространения гнейсовых включений довольно часто в гранитах и гранодиоритах встречаются менее крупные **ксенолиты амфиболитов**. В большинстве случаев амфиболиты — это черные мелкозернистые сланцеватые породы, состоящие из гранобластического агрегата зеленой роговой обманки и основного плагиоклаза (андезин-лабрадор, судя по угасанию под углом 25° в направлении $[100]$), иногда с примесью кварца и биотита. В одном только случае встречен крупный ксенолит грубозернистого массивного амфиболита, состоящего из резко преобладающего амфибола, с очень любопытными цветами плеохроизма: *Np* — бесцветный, *Nm* — желто-зеленый, *Ng* — зеленовато-голубой; угол $2V$ около 80 — 82° . К амфиболу только в небольшом количестве примешан плагиоклаз.

Описанные гнейсы и амфиболиты включений, по-видимому, чужды интрузии нижнеканских гранитов и представляют собой захваченные гранитной магмой обломки пород более древней метаморфической толщи. Доказывается это наличием резких контактов между инъекционными гнейсами и гранитами и несогласованностью элементов внутренней тектоники гранитов со структурой гнейсов. Нижнеканские граниты, как мы увидим ниже, вообще образуют дискордантные тела с резкими контактами и очень слабым проявлением инъекционного метаморфизма. В этой связи захват инъекционных гнейсов и амфиболитов во включения следует считать, по-видимому, существенно механическим, а сами включения отнести к обломкам пород канского комплекса и мигматитов более древней Посольненской интрузии.

В эндоконтактных зонах массива пийнеканские граниты часто содержат **шлиры** кварцевых диоритов и тоналитов, достигающие 30 м в поперечнике; породы шпир, несомненно, являются гибридными образованиями, хотя имеют характер нормальных магматических пород, отличаясь от последних разве только обилием апатита. Кроме диоритовых шпир нередко встречаются **шлиры** гранодиоритового состава, обнаруживающие унаследованную гнейсовидность. В пределах северной части гранитного массива встречаются мелкие шпир, имеющие лампрофировый характер и характеризующиеся обилием зеленой роговой обманки в идиоморфных зернах наряду со слабозонарным плагиоклазом. Здесь же, наконец, широко распространены мелкие ксенолиты мелкозернистого биотитового гнейса, расположение которых наряду с параллельными текстурами самого гранита дает возможность судить о внутренней тектонике массива.

Имеется химический анализ гибридного тоналита (см. табл. 2, ан. 44) из мелкой шпир в граните южной контактовой зоны (р. Рыбная). Минералогический состав породы характеризуют: кварц — 24%; плагиоклаз — 58; биотит — 9; роговая обманка — 7; сфен, апатит, магнетит — 2%. Плагиоклаз свежий, тонкозонарный, с составом, меняющимся в отдельных зонах от 42% Ap в центре до 21% Ap на периферии. Светло-зеленая роговая обманка образует вытянутые идиоморфные призмы. Биотит — также очень светлый с плеохроизмом от бледно-желтого до зелено-бурого. Сфен наблюдается в крупных зернах и производит впечатление существенной составной части. В качестве примеси отмечаются магнетит и апатит, ассоциирующие преимущественно с роговой обманкой. Данные анализа обнаруживают четко выраженный тоналитовый или, точнее, пелитовый тип химизма анализируемого образца. Гибридный характер породы является несомненным, хотя и не обнаруживается в особенностях минералогического состава и структуры данного образца.

Севернее главного гранитного плутона (около устья рч. Немкиной) р. Кан вскрывает еще три небольших интрузивных тела сильно гибридизированных пород. Одно из них, в частности, небольшое интрузивное тело, обнажающееся сразу выше устья рч. Немкиной, целиком сложено темно-серым диоритом, переполненным мелкозернистыми меланократовыми шпирами, достигающими нескольких десятков метров в поперечнике. Сам диорит также обнаруживает иногда унаследованную слоистость, которая подчеркивает его гибридный характер. Микроскопическое изучение не обнаруживает каких-либо новых признаков гибридизации кроме повышенного содержания амфибола и биотита, сбивающихся кучками.

Более крупное тело, вскрывающееся р. Кан около устья р. Нижний Ата, сложено уже желтовато-серыми или светло-серыми гранодиоритами и тоналитами. В северной контактовой зоне этого плутона наблюдается сначала интенсивная инъекция светло-серого гранодиоритового материала во вмещающие породы, а потом уже в самом контакте — чередование темно-серых мелкозернистых артеритовых гнейсов с интрузивной брекчией, состоящей из обломков биотит-амфиболового парагнейса, погруженных в гибридный гранодиорит.

Жильная свита Пийнеканской интрузии представлена обильными инъекциями аплитов, пегматитов и очень редкими инъекциями лампрофиров. Аплиты и пегматиты особенно широко распространяются в северной контактовой зоне, где они образуют частью послынную инъекцию, частью секущие жилы северо-западного простирания, причем последние залегают с одинаковым простиранием в интрузивных породах и во вме-

щающей толще. В восточном контакте главного плутона они встречаются значительно реже. Здесь также имеют место и послонная инъекция, и секущие жилы, но простиание последних здесь уже широтное. Довольно широко распространены послонные жилы мяо-красного пегматита в юго-западных контактах — в бассейне р. Рыбной, где они эксплуатируются на полевой шпат. В центральной части главного плутона аплиты и пегматиты встречаются редко, приче для них здесь оказываются характерными пересечения крутопадающих аплитовидных жил почти горизонтальными пегматитовыми. В подобном распределении аплитовых и пегматитовых секущих жил как будто наблюдается известная закономерность — они концентрируются по окраинам главного плутона и располагаются преимущественно перпендикулярно направлению контакта.

Аплиты Нижнеканской интрузии обладают розовым или красным цветом, средне- или мелкозернистым строением и состоят из кварца, альбит-олигоклаза и решетчатого микроклина с незначительной примесью биотита и кварца.

Пегматитовые жилы также состоят из серого кварца и красного или розового полевого шпата, иногда с примесью биотита и серебристого мусковита. В пегматитах почти всегда наблюдается резко выраженная более или менее грубая письменная структура. В жилах часто обнаруживается слабое расслоение. Периферические части жил при этом оказываются сложными аплитом, центральные же — письменным гранитом или же одним полевым шпатом. Микроскоп показывает, что в образовании письменного гранита принимает участие как микроклин, так и альбит-олигоклаз; стебельки кварца в граните проходят не изменяясь из одного полевого шпата в другой. Структурные отношения дают основание считать, что микроклин кристаллизовался позже плагиоклаза, приче частично метасоматически замещал последний. Сколько-нибудь заметного проявления пегматоидных фаз в описываемых пегматитах не наблюдалось. Минерализованы они весьма слабо, хотя мусковит в них вполне обычен. В некоторых аплитопегматитовых жилах явление расслоения отсутствует и тогда в массе неравномерно-зернистой аплитовой структуры местами появляются гнезда более крупных кристаллов полевого шпата, проросших стебельками кварца.

Послонные инъекции в контактовых гнейсороговиках, даже в случае очень тонких жилок в 1—2 см мощности, не отличаются по минералогическому составу от секущих инъекций и также характеризуются серым кварцем, красными микроклином и биотитом. Они не всегда выдерживают согласное залегание и иногда секут под острым углом вмещающие породы, особенно в тех случаях, когда последние оказываются сплоенными.

Лампрофиры мало распространены. Нами встречена только одна дайка спессартита порфировой структуры с выделениями игольчатой роговой обманки и панидиоморфной основной массой, состоящей из зонарного плагиоклаза, блотита, роговой обманки и небольшого количества кварца.

Контактный метаморфизм Нижнеканской интрузии проявляется несколько различно в северном и восточном контактах.

В северной своей части Нижнеканский плутон контактирует с какими-то гнейсами, первичные особенности минералогического состава и структуры которых совершенно затушеваны наложенным контактовым метаморфизмом. Ширина контактового ореола здесь очень велика. Это объясняется наличием ряда сателлитов и массы послонных и секущих ап-

лит-пегматитовых инъекций, контактовое воздействие которых сливается друг с другом. Таким образом, мы имеем здесь наложение на более древний региональный метаморфизм енисейского (?) комплекса ряда метаморфизмов, вызванных Нижнеканской интрузией, среди которых можно выделить ороговикование, инъекцию и пневматолитически-гидротермальный метасоматоз.

В пределах описываемой контактовой зоны довольно широко распространены черные сланцеватые, слегка слоистые биотитовые гнейсы, почти не отличающиеся от соответственных пород енисейского комплекса. Иногда такие биотитовые гнейсы испытывают ясную мигматизацию, выражающуюся в метасоматическом развитии красного микроклина за счет плагиоклаза, благодаря чему вся порода приобретает ясный красноватый оттенок; такие красные мигматиты развиваются в участках, особенно густо пронизанных послойными жилками аплитов и пегматитов. В других случаях среди темного биотитового гнейса наблюдаются просто более светлые и крупнозернистые прослои, состоящие, как и весь гнейс, существенно из кварца, олигоклаза и биотита. Новым минералом в них является только мусковит. Очевидно, в этих случаях имело место послойное проникновение растворов, обусловивших перекристаллизацию и развитие мусковита.

В некоторых случаях наблюдается связанная с послойной пегматитовой инъекцией значительная последующая пневмато-гидротермальная переработка описанных контактовых гнейсов, в результате которой все компоненты породы, исключая кварц, замещаются войлоком тонкочешуйчатого мусковита и зеленого биотита.

Восточный контакт Нижнеканского плутона изучен значительно слабее. Здесь граниты контактируют с гранатовыми гнейсами канского комплекса. В самом контакте последние испытывают изменения примерно такого же характера, как и породы северного контакта. Гранатовые гнейсы при этом превращаются в ясно мигматизированные гнейсы, причем вместо граната в них развивается агрегат зеленого биотита и кварца и, кроме того, обильный мусковит, поражающий преимущественно плагиоклазы. Дальше от контакта воздействие гранитной интрузии сказывается только в более или менее полном замещении граната зеленым биотитом с образованием ясных псевдоморфоз, особенно хорошо видных в образце. В 1,5 км от контакта влияние интрузии уже не чувствуется. Вместе с породами канского комплекса испытывают контактовый метаморфизм и секущие их диабазы. Например, диабаз, залегающий в виде дайки среди гранатового гнейса немного выше кл. Ростовцева и рассеченный, между прочим, широтной жилой красного аплит-пегматита, оказывается сильно измененным, причем плагиоклаз в нем частично перекристаллизован с развитием гранобластической структуры, а пироксен полностью замещен гранобластическим агрегатом обыкновенной роговой обманки.

Тектоника. Для суждения о форме Нижнеканского плутона я располагаю слишком малым количеством данных, ибо плутон этот был пересечен лишь несколькими маршрутами. Наблюдения за элементами протектоники (шлироватость, параллельная текстура гранита) показывают, что восточный контакт плутона падает под углом 40—50° на восток; в центральной части массива на больших площадях наблюдались горизонтально расположенные шлиры; наблюдения в северном контакте противоречивы, но в самом контакте для элементов параллельной текстуры гранита характерно падение на север под углом 70°.

Судя по обилию ксенолитов и шпир, плутон денудирован не особенно глубоко. Относительно слабый инъекционный метаморфизм, проявление аплит-пегматитовых образований только в пределах довольно узкой контактовой зоны, проявление пневмато-гидротермального метасоматоза и т. д. позволяют предполагать, что Нижнеканский плутон формировался на значительно меньших глубинах, чем Таракский и Посольненский, и, таким образом, принадлежит к совершенно иному типу, именно к дискордантным массивам с дисгармоничной (по отношению к структурам вмещающих пород), вполне самостоятельной внутренней тектоникой и породами нормальной гранитной фации.

Возрастное положение Нижнеканской интрузии устанавливается следующими соотношениями. Она прорывает и метаморфизует не только канский и енисейский (?) метаморфические комплексы, но и, самое главное, секущую последние обильными дайками формацию древних диабазов. Верхняя возрастная граница интрузии определяется другой диабазовой формацией (оливин-гиперстеновые диабазы, нориты и порито-перидотиты), имеющей, как это устанавливается достаточно точно, среднепротерозойский возраст и секущей редкими дайками нижнеканские граниты. Вопрос о взаимоотношениях Нижнеканской интрузии и описанной выше Посольненской решается несколько сложнее. Прежде всего, следует отметить, что в теле Нижнеканского плутона встречены крупные ксенолиты или выступы кровли, сложенные мигматитовыми гнейсами, очень схожими с посольненскими и, судя по резким контактам с гранитами, являющимися чуждыми последним образованиями. Уже это позволяет думать, что интрузия нижнеканских гранитов осуществлялась после образования посольненских мигматитов и в существенно иной тектонической обстановке. О том же говорят соотношения аплитов и пегматитов Нижнеканской интрузии со слюдоносными пегматитами Баргинского месторождения. Последние залегают в виде жил выдержанного северо-западного простирания и обнаруживают довольно сильный катаклиз, тогда как наблюдающиеся в непосредственном соседстве с ними (немного ниже устья р. Богунаевой) почти широтные жилы аплит-пегматитов оказываются не затронутыми расщелинкой и, вероятно, связанными с Нижнеканской интрузией. Наконец, о более молодом возрасте нижнеканских гранитов по сравнению с посольненскими отчасти говорит и совершенно иная тектоника Нижнеканского плутона по сравнению с Посольненской интрузией. Нижнеканские граниты, очевидно, интродировали по крупным разломам в уже вполне консолидированную толщу и формировались, судя по слабому проявлению аплит-пегматитовой фазы и инъекционного метаморфизма, на значительно меньшей, чем посольненские мигматиты и граниты, глубине. Таким образом, более юный возраст Нижнеканской интрузии по сравнению с Посольненской можно считать доказанным. Вместе с тем посольненские и нижнеканские граниты обнаруживают большое сходство в особенностях их минералогического и химического состава, и во времени они разделены не сильно. Для той и другой интрузии нижняя возрастная граница определяется тем фактом, что обе они пересекают и метаморфизуют породы даек древней диабазовой формации, имеющей по некоторым данным нижнепротерозойский возраст, а верхняя граница — соотношением с карбонатным средним протерозоем и с залегающими в последнем послойными дайками юной диабазовой формации. Очевидно, та и другая интрузия имеют посленижнепротерозойский возраст. Посольненская интрузия, как это установлено выше, формировалась су-

щественно путем метасоматической гранитизации в обстановке непрекращающихся тектонических движений и в этом смысле является синтетектонической. Нижнеканская же, будучи производной того же родившегося в результате нижнепротерозойского тектогенеза магматического очага, представляет собой несколько более позднее внедрение вязкой частично раскристаллизованной магмы в тектонически спокойной обстановке фазы расширения. Вместе с тем разрыв во времени между этими интрузиями довольно велик, во всяком случае вполне достаточный для того, чтобы в результате денудации к моменту внедрения нижнеканских гранитов были убраны километры толщ, под покровом которых формировались посольненские мигматиты.

СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И БОЛЕЕ ЮНЫЕ КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ

Кроме описанных выше гранитных и гнейсогранитных интрузий, образующих крупные плутоны и мигматитовые поля, в пределах Южно-Енисейского кряжа изредка встречаются мелкие интрузии, имеющие более или менее резко выраженный гипабиссальный характер и залегающие среди кристаллических сланцев докембрия в виде мелких штоков и даек. Из них только для ангарского гранита точно доказывается послесреднепротерозойский возраст. Возраст остальных остается неопределенным — только некоторые косвенные соображения позволяют судить о времени их внедрения.

Ангарский гранит

Карбонатная толща среднего протерозоя в районе устья р. Ангары пронизана сравнительно небольшим штоком серого грубозернистого гранита, а также свитой сопутствующих ему ортотектитовых и пегматитовых жил. Все эти образования в свое время подробно описаны А. К. Мейстером [1910, с. 181—215].

Граниты штока, между прочим, слагающие известный Стрелковский порог на р. Ангаре, отличаются в свежих образцах светло-серой окраской, грубым зерном, заметной порфировидностью. При выветривании они принимают желтоватую или слегка розоватую окраску. Очень часто, особенно в приконтактных частях, в них содержатся гнезда турмалина, местами же — обильные округлые ксенолиты белого гранит-порфира. Характерно, что даже в самом контакте с известняком гранит не меняет своей грубозернистой структуры и почти не меняет своего состава. Микроскопическое изучение ряда образцов гранита, взятых из различных частей штока, показывает одну и ту же картину. Граниты всегда обладают нормальной гипидиоморфной структурой. Резко преобладающим компонентом породы является микроклин, образующий крупные, выделяющиеся порфировидно зерна с хорошо выраженной решеткой. Характерна сильная метасоматическая пертитизация, проявляющаяся особенно сильно по краям зерен микроклина. Плагиоклаз образует резко идиоморфные мелкие призмочки, имеет состав альбита или альбит-олигоклаза, обычно сильно серицитизированного, и присутствует в небольшом (до 10—15%) количестве. Ксеноморфный к микроклину кварц наблюдается в нормальном для гранита количестве (около 30%). Биотит обычно обес-

цвечен и хлоритизирован. Во всех образцах имеется порядочно мусковита, который частью срастается с биотитом, частью развивается по полемому шпату, причем одновременно с ним выделяется немного кварца. Изредка в шлифе наблюдается турмалин. Характерно полное отсутствие рудных примесей. В образцах, особенно богатых турмалином, наблюдается микропегматитовое срастание кварца и ортоклаза.

В работе А. К. Мейстера [1910, с. 181—215] приведен ряд анализов ангарских гранитоидов (см. табл. 2, ан. 45—51), в том числе их наиболее свежей и наиболее распространенной разности из главного штока (ан. 45).

Грубозернистые порфировидные граниты содержат местами окруженные с резкими контактами включения белого или желтоватого мелкозернистого микрогранита или гранит-порфира, по сравнению с вмещающим гранитом всегда относительно обогащенных биотитом и кварцем. Кварц входит в состав этих включений в количестве до 50%; остальное составляют микроклин, мусковит, биотит; плагиоклаза во включениях почти нет. Характерно развитие пойкилитовых структур — кварц образует многочисленные включения не только в микроклине, но и в плагиоклазе, а также сам наблюдается в более крупных, выделяющихся порфировидно зернах. Совершенно очевиден гибридный характер этих включений. Включения эти, вероятно, вынесены с большой глубины, так как состав их показывает ассимиляцию кремнезернистых пород, шток же порфировидных гранитов целиком залегает в известняках, причем в его эндоконтактах почти отсутствуют следы контаминации.

Мне не удалось найти непосредственный контакт гранита с известняком ни на правом, ни на левом берегу р. Ангары, но в нескольких метрах от контакта гранит оказывается подобным по составу и структуре граниту центральных частей штока, и единственным их отличием является заметная помятость и рассланцовка, а также более сильная серицитизация плагиоклаза. Таким образом, эндоконтактовые изменения гранитов очень слабы — чувствуются они на расстоянии только нескольких метров от контакта и выражаются в увеличении количества плагиоклаза, т. е. в очень слабой ассимиляции известняков.

Дайковые граниты и пегматиты. Ниже по р. Ангаре, примерно против дер. Стрелка, известняки прорезаны рядом секущих жил крупно- и мелкозернистого гранита, несомненно генетически связанных со штоком Стрелковского порога.

Например, в устье кл. Согренского известняки рассечены жилообразным телом грубозернистого светлого гранита с гнездами черного турмалина и пегматитовыми грубозернистыми выпотами. Гранит этот очень похож на гранит Стрелковского штока. Плагиоклаз в нем представлен идиоморфными призмами альбита. Микроклин большей частью лишен двойниковой структуры, но очень сильно пертитизирован. Иногда он имеет даже антипертитовый характер. Количественно микроклин преобладает над альбитом. Кварц наблюдается в нормальном количестве. В качестве примеси в описываемом граните обнаруживается немного светлоокрашенного биотита, мусковита и топаза (последний в крупных зернах, выполняющих вместе с мусковитом миаролитовые пустоты).

Мелкозернистый мусковитовый гранит, образующий дайку 6 м мощности, ориентированную параллельно берегу р. Ангары в 0,5 км ниже кл. Согренского, детально описан А. К. Мейстером [1910, с. 188], который приводит анализы трех образцов гранита из этой дайки, взятых из центральной ее части (см. табл. 2, ан. 46), лежащего (ан. 47) и висящего ее

бока (ан. 48). Гранит дайки отличается аллотриоморфной, местами микропегматитовой, структурой и состоит из альбита, калиевого полевого шпата и кварца, обильного мусковита и топаза; по трещинам же в породе наблюдается немного фиолетового флюорита. Между прочим, мусковит даже под микроскопом имеет розоватую окраску и легкий плеохроизм. Гранит центральной части дайки (ан. 46) обнаруживает ясную принадлежность к типу щелочных гранитов. В периферических частях (ан. 47 и 48) появляется немного кальция, что, очевидно, обусловлено ассимиляцией некоторого количества вмещающих известняков. Любопытной химической особенностью ангарских гранитов, обнаруживающейся в анализах гранита главного штока (ан. 45), гранита описываемой 6-метровой дайки (ан. 46—48), а также гранита тонкой дайки (ан. 49, 50), является исключительно низкое содержание магния и кальция, отсутствие титана, наличие лития, преобладание калия над натрием. Все это, очевидно, отражает пегматитовый характер магмы Ангарской интрузии, породы которой даже в главном штоке характеризуются наличием литийсодержащего мусковита, а также топаза и турмалина.

Настоящие пегматиты встречены против слияния рек Енисей и Ангара. Здесь в известняках наблюдалась уже хорошо выраженная пегматитовая жила пегматоидной структуры, сложенная в центральной части желтоватым микроклином, кварцем, зеленоватой слюдой с примесью флюорита и апатита, а в периферической — мелкозернистым голубоватым альбитом. Здесь же часто встречаются довольно многочисленные тонкие, раздвигающиеся и выклинивающиеся жилки аплитового состава, состоящие из переменных количеств калиевого полевого шпата, альбита и кварца. Особенно распространены и характерны жилки голубоватого среднезернистого альбитита. Имеется один анализ таких аплитов, состоящих из альбита, калиевого полевого шпата и кварца (см. табл. 2, ан. 51).

Контактный метаморфизм, обусловленный Ангарским гранитом и сопутствующими дайками, в общем очень слаб. В контакте со штоком Стрелковского порога чистые известняки только освещаются и слегка мраморизируются, а загрязненные превращаются в очень тонкозернистые полосатые диопсидовые роговики, причем в 300 м от контакта метаморфизм уже не чувствуется. В непосредственном контакте с одной из жил мусковитового гранита А. К. Мейстер [1910, с. 488] описывает превращение известняка в тонкозернистый роговик, состоящий из пироксена, граната, везувиана и флюорита. Дальше от контакта в известняках можно наблюдать лучистые агрегаты и снопики тремолита. В контакте с описанной выше пегматитовой жилой известняк оказался почти целиком замещенным альбитом, а также бесцветным гранатом, светлым винно-желтым турмалином, флюоритом и мусковитом, причем мощность зоны такого сорта изменений не превышает 10 см. Таким образом, метаморфизм, обусловленный гранитами Стрелковского порога, выразился в слабом ороговиковании (перекристаллизации) вмещающих пород; дайковые же граниты и пегматиты вызывают также некоторый пневматолитиз, в частности образование турмалина, мусковита и флюорита в боковых породах, но пневматолитиз этот в общем проявляется очень слабо, что кажется странным, если учесть вероятное богатство гранитной магмы летучими (фтор, бор, вода), проявившееся в развитии мусковита, турмалина, топаза и флюорита в гранитах и особенно в дайковых их разностях, имеющих уже отчасти пегматитовый характер. По общему характеру контактового метаморфизма ангарские граниты очень резко отличаются, например, от ниж-

неканских или таракских и, очевидно, формировались в существенно иной фациальной обстановке, вероятно, в условиях средних и даже малых глубин.

Возрастное положение ангарских гранитов определяется только в очень широких пределах. Нижняя возрастная граница устанавливается по тому, что Ангарский гранит и связанные с ним дайки прорывают карбонатный средний протерозой, а также залегающие в известняках пластовые тела оливин-гиперстеновых диабазов. Взаимоотношения гранитов и диабазов мне видеть не удалось, и в этом случае я ссылаюсь на А. К. Мейстера [1910, с. 84], наблюдения которого, очевидно, совершенно правильны, так как диабазы здесь образуют только пластовые тела, изогнутые вместе с известняками в складки, а граниты дают секущие дайки. Верхняя граница остается неопределенной и только полное отсутствие каких-либо следов магматической деятельности в доломитовом верхнем протерозое заставляет думать, что внедрение гранитов имело место до накопления осадков последнего. Примерно одинаковое стратиграфическое положение позволяет сравнивать Ангарский гранит с Татарским и Аяхтинским гранитами Южной тайги, хотя последние, по-видимому, проявлены в более глубоких фациях.

Белогорская гранит-порфировая интрузия

В верхнем течении р. Шумихи и на водоразделе ее с р. Большой Кузеевой распространены оригинальные гранитного состава породы, которые выделены мной под названием Белогорской интрузии. Совершенно аналогичные породы встречены также в верховьях р. Посольной. Белогорская интрузия привлекала к себе усиленное внимание заметным проявлением автометасоматической грейзенизации, поэтому на площади развития интрузивных пород поисковые маршруты были сильно сгущены и площадь обследована тщательно. Однако названные маршруты не дали почти ничего для понимания строения и формы plutона, а также взаимоотношений различных типов интрузивных пород и т. д. Дело в том, что благодаря необычайно рыхлому сложению большинства представителей этой интрузии, они совершенно не дают коренных выходов. Всеми маршрутами зарегистрировано только два небольших выхода гранит-порфиров, остальной же каменный материал собран из свалов и русловых отложений. Необычайная рыхлость большинства пород сказалась и в рельефе. Область развития Белогорской интрузии представляет ясно выраженную котловину, со всех сторон окруженную высокими горами. Только в центральной части этой котловины возвышается небольшой холм округлой формы — Белая гора, сложенная более плотными мелкозернистыми аплитами. Таким образом, я не имею сколько-нибудь определенных данных решать вопрос, имеется ли в бассейне р. Шумихи один крупный pluton, в котором проявляются каким-то образом несколько типов пород, или же последние вообще образуют много самостоятельных мелких интрузий.

Наиболее типичными породами Белогорской интрузии являются следующие.

Гранит-порфиры — это грязно-розовые, миаролитовые породы с обильными оплавленными выделениями серого кварца, достигающими 1 см в длину, и более редкими выделениями розового микроклина. Мелко-

зернистая или среднезернистая микрогранитной структуры основная масса их состоит из кварца, серицитизированного альбита, микроклина, биотита и мусковита. Выделения кварца корродированы и разбиты трещинками, залеченными серицитизированным альбитом, в некоторых случаях с хорошо образованными кристалликами сфена. В качестве примесей присутствует магнетит и довольно много циркона.

Аплит-граниты (аляскитовые граниты) представляют собой среднезернистые породы гипидиоморфной структуры, состоящие из кварца, альбит-олигоклаза и микроклина с очень небольшой примесью биотита. Сложение породы очень рыхлое.

Аплит-пегматиты являются наиболее распространенным и наиболее характерным типом. Обычно это желтовато-белые мелко- и неравномернозернистые породы, состоящие из кварца и полевого шпата, с очень незначительной примесью тонких пластинок биотита. Характерна миаролитовая текстура, причем около миаролитовых пустот порода делается более крупнозернистой и здесь же преимущественно скопляется желтоватый микроклин. Структура аплит-пегматитов или аллотриоморфная, или микропегматитовая; нередко обе эти структурные разновидности наблюдаются одновременно не только в одном образце, но даже иногда и в одном шлифе. Главные компоненты описываемой породы — кварц, обычно без признаков облачного угасания, микроклин и кислый плагиоклаз, всегда преобладающий над микроклином. Состав плагиоклаза колеблется от альбита до олигоклаза в разных образцах. В очень небольшом количестве присутствуют бурый биотит, сфен, магнетит, мусковит. Такого характера породы часто оказываются пересеченными обильными тоненькими жплочками белого мелкозернистого аплита.

Сравнительно редко встречались в свалах образцы грубозернистого желтоватого письменного гранита.

Довольно часто встречающиеся мелко- и крупнозернистые грязно-розовые **полевошпатовые породы**, по-видимому, являются также своеобразными пегматитами. Эти породы отличаются особенно рыхлым миаролитовым строением и состоят почти целиком из неправильных призм мутного альбит-олигоклаза, к которому только в незначительном количестве примешивается микроклин. Характерно обилие листочков мусковита, развивающихся за счет альбит-олигоклаза. Нередко выполнения миаролитовых пустот представлены частью радиально-лучистыми сростками мусковита, частью мельчайшими пачечками зеленого слюдистого минерала, имеющего вермикулитовый характер, плотно, как икрой, заполняющего миаролитовую пустоту.

Кварцевый порфир, представляющий собой желтовато-белую фельзитовую породу с редкими и мелкими выделениями кварца и полевого шпата, также является одним из компонентов Белогорской интрузии. Под микроскопом в нем обнаруживаются очень тонкая микрогранитная, почти микрофельзитовая основная масса и выделения кварца, альбит-олигоклаза и микроклина.

Таким образом, характерными особенностями Белогорской интрузии являются: широкое развитие последовательных внедрений аплит-пегматитового состава, концентрирующихся внутри небольшого плутона; преобладание порфировых и мелкозернистых разновидностей; резко проявленная миаролитовая текстура; сильный автометасоматоз, почти доходящий до степени грейзенизации. Все это свидетельствует о формировании интрузии в гипабиссальной обстановке в условиях штоковой фации [Усов, 1937].

О характере контактового метаморфизма Белогорской интрузии можно судить только по отдельным образцам. Один из примеров его проявления представляет превращение гранатового гнейса канского комплекса в контакте с интрузией в биотитовый гнейс, причем главным изменением первичной породы в этом случае является замещение граната зеленым биотитом. Другой такой пример дает превращение пироксен-плагноклазовой породы в амфиболит, состоящий из гранобластического агрегата плагноклаза и псевдоморфоз сине-зеленого уралита по пироксену. В некоторых случаях наблюдался рудный метасоматоз, в результате которого пироксен-плагноклазовая порода была превращена в агрегат соссюритизированного плагноклаза и волокнистого уралита, пронизанный массой ветвящихся жилков магнетита. Древние диабазы под действием Белогорской интрузии также амфиболизируются с сохранением реликтовой офитовой структуры. Контактный метаморфизм Белогорской интрузии, следовательно, выражается в некоторой перекристаллизации, сопровождающейся сильными метасоматическими изменениями.

Возраст Белогорской интрузии определяется только тем, что она прорывает и метаморфизует обе архейские метаморфические толщи района и древние диабазы. Верхняя возрастная граница остается неопределенной. Резко выраженный гипабиссальный характер не позволяет сравнивать ее, например, с Нижнеканской или Посольненской интрузиями. Вероятнее генетическая связь ее с ангарскими гранитами, хотя, может быть, она представляет собой и совершенно самостоятельное образование.

Щелочные сиениты в виде сравнительно мелких дайкообразной формы интрузий встречаются кое-где в средней и северной частях Южно-Енисейского края. Наиболее крупное тело щелочных сиенитов обнаружено по р. Ягодке между дер. Несмеловкой и дер. Борисовкой, как раз в том месте, где эта река врезается в массив сиенита, образуя почти непроходимое ущелье протяженностью около 0,5 км.

Слагающие этот массив щелочные сиениты весьма однообразны по своему составу по всей мощности тела. Нормально это крупнозернистые горохово-желтые породы, состоящие на 90—95% из очень свежего полупрозрачного щелочного полевого шпата, наблюдаемого в виде толстых беспорядочно расположенных таблиц (рис. 23). К полевому шпату примешиваются пироксен, роговая обманка и биотит, для которых характерно такситовое расположение. Все породы во всех случаях исключительно свежие и не обнаруживают никаких признаков катаклаза. Микроскопическое исследование показывает, что полевой шпат представлен антипертитом, обычно в карлсбадских двойниках; альбит в нем образует ветвящиеся и соединяющиеся друг с другом жилки, ориентированные примерно параллельно [010] и иногда настолько многочисленные, что от калиевого полевого шпата между ними остаются только линзовидные островки. Характерно, что в альбитовой составляющей антипертита никогда не проявляется двойниковая структура, зато в калиевом полевоом шпате почти всегда наблюдается тонкая микроклиновья решетка. К антипертиту в сравнительно небольшом количестве примешивается эгирин-авгит, рибекит и биотит. Эгирин-авгит (угол cNg до 50°) обладает довольно густой зонарной зеленой окраской, образует идиоморфные зерна, обычно включенные в полевой шпат, иногда обрастает каемкой рибекита. Рибекит имеет плеохроизм от желто-зеленого до сине-черного цвета и очень низкую интерференционную окраску; образует также и самостоятельные зерна, в частности игольчатые включения в полевоом шпате. Биотит характеризу-



Рис. 23. Щелочной сиенит. Р. Ягодка у дер. Несмеловка, обр. 473а/1938. Никולי + увел. 11. Зарисовка с микрофотографии.

ется очень густым плеохроизмом в красно-коричневых тонах и имеет лепидомелановый характер. Тахситовым расположением наиболее часто обладает биотит, образующий преимущественно розетковидные сростки в интерстициях между зернами полевого шпата. В качестве примесей наблюдались сфен, циркон и ильменит.

Наряду с такими крупнозернистыми щелочными сиенитами местами наблюдаются также средне- и мелкозернистые их разновидности, не отличающиеся существенно от описанных по минералогическому составу. В некоторых случаях между крупными зернами полевого шпата наблюдался мелкозернистый панидиоморфный агрегат альбита, также частично замещающий антипертит.

Среди щелочных сиенитов в одном месте была обнаружена небольшая дайка керсантитового лампрофира. Лампрофир этот представляет собой тонкозернистую черную породу, состоящую, как это обнаруживается под микроскопом, главным образом из бурого и зеленого биотита, к которому примешиваются бесцветный авгит, обильный сфен. В мелкозернистом агрегате панидиоморфной структуры, образующем главную массу породы, наблюдаются редкие и мелкие порфиновые выделения авгита. Лампрофиров подобного типа больше нигде не встречено и, по-видимому, они генетически связаны с описываемой интрузией щелочного сиенита.

Контакты щелочных сиенитов с вмещающими породами не были вскрыты, и только по расположению плутона щелочных сиенитов в об-

ласти развития пород мурожно-татарского комплекса можно думать о посленижнепротерозойском возрасте этой интрузии.

По-видимому, производными той же магмы являются мелкозернистые желтовато-серые **сиенит-порфиры**, наблюдавшиеся в виде мелких дайковых интрузий и свалов в бассейне р. Березовки (левый приток р. Ягодки), по р. Малой Ягодке и в вершине р. Большой Островной (система р. Посольной). Сиенит-порфиры в качестве порфировых выделений содержат неправильные зерна пертитизированного ортоклаза, а основная масса представляет аллотриоморфный агрегат ортоклаза и альбита или олигоклаза со значительной примесью такситово расположенного рибекита. Породы эти очень часто подвергаются катаклазу и даже несут на себе следы перекристаллизации. Очень близкие нашим сиенит-порфирам по составу породы описаны А. К. Мейстером [1910] под названием **сольсбергитов**. По-видимому, описанные щелочные сиениты и сиенит-порфиры названы П. П. Скабичевским «каледонскими гранитами второй фазы» [Одинцов, Скабичевский, 1937].

Глава 2

ОСНОВНЫЕ, ПРЕИМУЩЕСТВЕННО ДИАБАЗОВЫЕ, ИНТРУЗИИ РАЗЛИЧНОГО ВОЗРАСТА

Основные изверженные породы, преимущественно диабазового состава, распространены в Южно-Енисейском кряже весьма ограниченно и наблюдаются исключительно в дайковой и снelloвой фациях. Инъекции основной магмы, очевидно, повторялись неоднократно, причем наиболее древние из них (архейские и нижнепротерозойские) в настоящее время оказываются вполне метаморфизованными и превращенными в кристаллические сланцы различных фаций глубинности, которые детально описаны выше в качестве составных частей того или иного метаморфического комплекса. Замечательно, что во всех случаях внедрение основной магмы осуществлялось значительно раньше главной фазы складчатости, до инъекции кислой магмы и явно перед главным для каждого комплекса метаморфизмом, в связи с чем все рассматриваемые здесь основные породы и испытали совершенно одинаковый с вмещающими осадочными толщами метаморфизм.

Кроме основных кристаллических ортосланцев, обнаруженных в составе всех трех метаморфических комплексов, в пределах Южно-Енисейского кряжа широко распространены многочисленные дайки неметаморфизованных или слабо метаморфизованных диабазов и других основных и ультраосновных пород различного состава. Тщательное петрографическое изучение их дало возможность установить среди них несколько типов, имеющих, очевидно, различный возраст. Впрочем, надо сказать, что предлагаемое ниже расчленение имеет несколько условный характер и представляет собой только первую попытку в решении этого вопроса, кстати, чрезвычайно важного с точки зрения установления возрастных соотношений между магматическими и метаморфическими формациями Енисейского кряжа.

В пределах области развития пород канского и енисейского метаморфических комплексов чрезвычайно широко развиты диабазовые дайки преимущественно северо-западного или близкого к меридиональному простирания. Мощность даек достигает 20—30 м, хотя обычно измеряется несколькими метрами.

В области развития гнейсо-амфиболитовой толщи диабазы оказываются наиболее устойчивыми к выветриванию образованиями и в некоторых участках района (например, на водоразделах рек Посольной, Таловской и Ледянки и т. д.) являются единственными породами, дающими коренные выходы; диабазовые дайки при этом хорошо выделяются в рельефе в виде грядок меридионального простирания, заметно возвышающихся среди совершенно плоских водоразделов.

В зависимости от мощности дайки диабазы обладают крупно-, средне- и мелкозернистой структурой, но петрографический облик их поразительно однообразен на всей громадной территории их распространения.

Обычно диабазы представляют собой достаточно свежие серые или зелено-серые зернистые породы, в которых под микроскопом всегда обнаруживается хорошо выраженная офитовая или пойкилоофитовая структура. Плаггиоклаз в них достаточно свежий. Иногда он сохраняет слабую зональность; состав его при этом колеблется от 70 в центре до 40% Al_2O_3 на периферии. Нередко в плаггиоклазе наблюдаются обильные тонкие игольчатые включения. Пироксен представлен зеленоватым или буроватым авгитом с углом cNg до 45° . Ксеноморфные зерна авгита по краям иногда заметно гранулируются и почти всегда обнаруживают в большей или меньшей степени следы замещения амфиболом или хлоритом. В интерстициях между зернами плаггиоклаза в большинстве образцов, особенно в грубозернистых разновидностях, наблюдается микропегматит или один кварц. В качестве примесей обычны игольчатый апатит и ильменит; последний почти всегда в венчике бурого биотита. В некоторых случаях ильменит дает скелетные формы.

Проанализирован наиболее типичный образец описываемых диабазов (см. табл. 2, ан. 52), взятый из дайки, секущей породы канского комплекса в бассейне р. Посольной. Он представляет собою серую мелкозернистую довольно свежую породу с офитовой, местами пойкилоофитовой, структурой. Плаггиоклаз в ней довольно свежий, иногда слабозернистый, основной по составу (до 68—70% Al_2O_3 , судя по углу угасания $+38^\circ$ в направлении [100] в незонарных зернах). Авгит сероватый, по краям изометричных зерен слегка гранулирован; частично замещен густо-зеленой роговой обманкой. Магнетит, или титаномагнетит, обрастаемый обычно зеленой роговой обманкой и редко биотитом, присутствует в значительном количестве. Данные химического анализа показывают близость нашего диабаза к нормальному габбро, хотя и имеются существенные отклонения, объяснимые наличием очень основного плаггиоклаза в составе породы.

Часто диабазы этого типа обнаруживают следы катаклаза, это выражается прежде всего в деформации плаггиоклазовых кристаллов. В катаклазированных разновидностях авгит всегда оказывается в большей или меньшей степени уралитизированным, и тогда диабазы становятся очень похожими на описанные ниже уралитовые диабазы таракского типа.

В контактовой зоне Посольненской, Нижнеканской и Белогорской интрузий описанные диабазы испытывают роговиковую перекристаллизацию. На первой стадии перекристаллизации плагиоклаз остается неизменным, офитовая структура сохраняется и только пироксен превращается в гранобластический агрегат обыкновенной зеленой роговой обманки; в микропегматите кварц также перекристаллизовывается. При более глубоком метаморфизме перекристаллизация захватывает плагиоклаз, и вся порода принимает характер амфиболита с бластоофитовой структурой. Наконец, в контакте с секущими диабазовую дайку слюдоносными пегматитами Посольненской интрузии (например, по правому берегу Енисея между Луговской верфью и устьем р. Посольной) можно наблюдать превращение диабаза в амфиболит с пироксеном и гранатом. В этом контактовом амфиболите наблюдается гранобластическая структура, хотя местами в ней сохраняются еще контуры призм плагиоклаза, сейчас выполненные мелкозернистым гранобластическим агрегатом чистого и прозрачного плагиоклаза (45% An). Пироксен также перекристаллизовывается и, кроме того, замещается оливково-зеленой роговой обманкой. Новообразованием является и красноватый в шлифе гранат, развивающийся за счет плагиоклаза. Обычно гранатовые зернышки окружают венчиком отдельные плагиоклазовые зерна и их скопления. Такие контактово-измененные диабазы весьма напоминают описанные выше пироксен-гранатовые амфиболиты. Отличия их сводятся к тому, что в метаморфизованных диабазах светлые и темные компоненты распределяются не равномерно, а кучами и, кроме того, гранатизация диабаза здесь явно приурочивается к непосредственному контакту с секущей жилой пегматита.

Возрастное положение древних диабазов сейчас определяется достаточно точно. Они метаморфизованы в контактах с Посольненской и Нижнеканской гранитными интрузиями и прорваны пегматитами этих интрузий, что можно наблюдать в обнажениях по р. Кан ниже устья р. Сокаревки и в ряде обнажений по Енисею между реками Посольной и Юдиной. Вместе с тем древние диабазы прорезают под острым углом описанные выше «древние мигматиты», которые я условно связываю с Таракской интрузией. Среди пород мурожно-татарского комплекса подобного типа диабазы также пока не встречены. Таким образом, интрузия древних диабазов имела место после внедрения таракских, но до внедрения посольненских гранитов. Очень вероятно, что празиниты и актинолитовые сланцы мурожно-татарского комплекса образовались из диабазовых интрузий (и экструзий?), связанных с описанными диабазами.

УРАЛИТОВЫЕ ДИАБАЗЫ (таракский тип)

Только среди пород канского комплекса и особенно в теле Таракского гранитного плутона распространены характерные серо-зеленые уралитизированные диабазы, залегающие в виде более или менее мощных даек северо-западного простирания.

Уралитовые диабазы характеризуются серо-зеленой окраской и заметной помятостью и, за редкими исключениями, имеют состав кварцевых уралитовых диабазов. Под микроскопом в них обнаруживается офитовая структура. Плагиоклаз прозрачный, незамутненный, но частично замещен эпидотом, иногда зонарный; судя по углу угасания в направлении

[100], в мало измененных разностях его состав отвечает основному лабрадору (65—70% An), тогда как в сильно эпидотизированных — почти чистому альбиту (0% An). Пироксен практически полностью замещается волокнистым уралитом, и только редко в войлоке уралита замечаются остатки первичного авгита. Интересно отметить, что волокнистый уралит занимает значительно больший объем, чем первичный метасиликат, и нередко даже внедряется по трещинам в плагиоклаз. Развитие монокристаллов роговой обманки на месте пироксена наблюдалось сравнительно редко. Постоянным компонентом описываемых диабазов является микропегматит. Он выполняет промежутки между зернами плагиоклаза и скоплениями уралита. Иногда в нем наблюдается срастание кварца с микроклином. Замечено, что количество микропегматита зависит от мощности диабазовой дайки и крупности зерна. В мощных дайках, сложенных грубозернистым диабазом, наблюдается значительное количество микропегматита; в тонких дайках оно резко уменьшается, а в особенно тоненьких дайках мелкозернистого диабаза кварц вообще отсутствует. Очевидно, микропегматит в диабазе является продуктом ассимиляции кислого гранитного материала перегретой базальтовой магмой. Естественно, что более мощные интрузии, обладавшие значительным запасом тепла, могли более активно усваивать материал вмещающих пород, чем тонкие быстро остывшие инъекции. Полная возможность ассимиляции подтверждается, между прочим, явлениями переплавления таракских гранитов в контакте с диабазами, а также присутствием в часто встречающихся тонких диабазовых дайках всегда сильно корродированных ксеногенных включений микроклина и кварца. Интересно, наконец, отметить, что уралитовые диабазы отличаются развитием скелетного ильменита, всегда окруженного лейкоксеном или зернистым сфеном; при этом ильменит располагается преимущественно внутри скоплений уралита, производя впечатление вторичного минерала, возникшего при разложении титан-авгита.

Описанные диабазы, попадая в зоны милонитизации, превращаются в актинолит-эпидотовые сланцы. В некоторых случаях они интенсивно эпидотизированы вместе с вмещающим гранитом. Нужно думать, что уралитизация и эпидотизация диабазов обязаны не только автометасоматозу, но и более позднему аллометаморфизму. Диабазовые дайки в теле гранитов и гнейсов являются инородными телами и поэтому естественно, что именно вдоль них закладывались трещины, послужившие путями проникновения термальных растворов.

Очевидно, в тесной генетической связи с уралитовыми диабазами находится уралитизированное амфиболовое габбро, встреченное в виде мощной дайки по р. Кан выше устья р. Алешина рядом с дайками обычных уралитовых диабазов. Это — темно-серая среднезернистая габбровой структуры порода. Она состоит из лабрадора, довольно свежего, эпидотизированного только по границам с темноцветными, а также из пироксена, полностью замещенного волокнистым уралитом, и буро-зеленой роговой обманки, образующей зерна такой же формы, как и пироксены, являющиеся, следовательно, первичным магматическим компонентом. И роговая обманка, и уралитизированный пироксен по краям обрастаются, кроме того, голубым актинолитом. В качестве примесей наблюдаются руды и апатит.

Кое-где наблюдалось пересечение обычных уралитовых диабазов тоненькими (10—20 см мощностью) жилочками темно-зеленых афанитов, иногда с крупными выделениями плагиоклаза. Под микроскопом афаниты

определяются как уралитизированные диабаз-порфиры. Выделения плагиоклаза в них полностью замещаются скаполитом и эпидотом, а основная масса представляет собой войлок переплетенных лейст плагиоклаза с волокнистым актинолитом.

Проанализированы два образца дайковых диабазов таракского типа (см. табл. 2, ан. 53, 54), из которых первый представляет мелкозернистую бескварцевую разность, а второй — крупнозернистую кварцевую. В первом под микроскопом устанавливается мелкозернистая офитовая структура. Плагиоклаз в нем сильно сосюритизирован, замутнен (точному определению не поддается); пироксен полностью замещен волокнистой бледно-зеленой уралитовой роговой обманкой и частично хлоритом; рудный минерал (ильменит) почти целиком перешел в лейкоксен. Второй образец отличается от описанного более крупным зерном, а главное, наличием кварца и микропегматита, выполняющих промежутки между идиоморфными призмами плагиоклаза. Любопытно, что местами в составе микропегматита принимает участие решетчатый микроклин. По своему химическому составу эти диабазы отвечают нормальному габброидному типу.

Возрастное положение уралитовых диабазов определяется только тем, что они рвут Таракскую интрузию, верхняя же возрастная граница остается неустановленной. Обращает на себя внимание то, что в области регионального развития уралитовых диабазов совершенно отсутствуют описанные выше древние диабазы, а также то, что уралитовые диабазы распространяются главным образом в теле Таракского плутона и вне его встречаются исключительно редко. Нужно думать поэтому, что уралитовые диабазы представляют собой только метаморфизованную разность «древних диабазов». Выше отмечалось уже, что пазиниты мурожно-татарского комплекса, образовавшиеся в обстановке эпизоны за счет диабазовых интрузий, поразительно напоминают и по составу, и по характеру метаморфизма диабазы таракского типа. Химические составы таракских диабазов и наименее метаморфизованных разностей пазинитов также очень близки. Все это позволяет генетически связывать пазиниты с диабазами таракского типа (и «древними» диабазами) и рассматривать последние как материал, слагающий подводящие каналы диабазовых силлов, интродуцировавших в осадки мурожно-татарского комплекса еще до его складчатости. Стратиграфические отношения не противоречат этому предположению. Различная же степень метаморфизма «древних» и «таракских» диабазов и пазинитов представляется совершенно естественной. Диабазовые силлы, внедрившиеся в геосинклинальную толщу мурожно-татарского комплекса, испытали вместе с последней сильнейшую складчатость, расщепление и метаморфизм эпизоны; диабазовые же дайки, секущие исключительно прочную и вполне консолидированную толщу кристаллических сланцев канского комплекса, оказались как бы законсервированными и не испытали соответственного метаморфизма, для осуществления которого, очевидно, требуется прежде всего механическое измельчение материала. Что касается диабазовых даек, секущих Таракский гнейсогранитный плутон, сложенный породами значительно более слабыми, чем породы канского комплекса, то они испытали повторный метаморфизм, близкий к метаморфизму пазинитов, а местами даже оказались превращенными в актинолитовые и хлоритовые сланцы.

ГАББРО-НОРИТЫ, НОРИТО-ПЕРИДОТИТЫ
И ОЛИВИН-ГИПЕРСТЕНОВЫЕ ДИАБАЗЫ
(юные диабазы)

Эта формация в противоположность описанным выше древним диабазам отличается большим разнообразием слагающих ее компонентов и незначительным распространением. Связанные с ней ультраосновные разности обнаружены всего в трех точках, причем в одном случае дайка норито-перидотита сечет гнейсороговики контактовой зоны Нижнеканской интрузии. В большинстве случаев дайки пород этой формации имеют простираание, близкое к широтному, хотя наблюдалось и северо-западное.

Формация представлена породами весьма различного состава, начиная от лейкократовых габбро-норитов, кончая перидотитовыми породами. Наличие ряда переходных разностей, а также ряд общих признаков не позволяют сомневаться в родственных отношениях всех описанных ниже пород, которые, очевидно, являются продуктами дифференциации единой магмы.

Габбро-нориты обладают количественным минералогическим составом, несколько меняющимся в разных случаях; с одной стороны, наблюдаются буровато-серые и светло-серые лейкократовые разности, с другой — темно-серые и черные меланократовые. В лейкократовых габбро-норитах наблюдается офитовая структура. Преобладающим минералом является свежий основной плагиоклаз (50—54% An), обычно тонко пропыленный, иногда заметно зонарный. Из темноцветных преобладает гиперстен ($2V = -56^\circ$), бесцветный или с очень слабым плеохроизмом, образующий ксеноморфные зерна. Зеленоватый авгит наблюдается либо в виде мелкозернистого агрегата, окружающего гиперстен, либо в пойкитовых вростках, размецающихся в краевых частях зерен последнего. Очевидно, кристаллизация гиперстена началась раньше кристаллизации авгита, но закончилась позднее. Мелкие лейсты плагиоклаза наблюдаются в виде включений и в центральных частях гиперстеновых зерен. В интестициях между призмами плагиоклаза иногда обнаруживается немного ортоклаза или же кварца. Оранжевый биотит образует крупные листочки и кажется нормальным магматическим минералом; как правило, ассоциирует с пироксеном. В качестве примесей отмечены рудные и апатит.

Химический анализ одного из образцов описанного габбро-норита приведен в табл. 2 (ан. 55).

Такие лейкократовые габбро-нориты образуют на территории Богунаевского рудника несколько даек почти широтного простираания мощностью до 50 м. Вместе с габбро-норитами наблюдаются чисто норитового характера такие породы, в которых количество ортопироксена лишь немного уступает плагиоклазу, авгит же присутствует в ничтожном количестве в виде мелких зерен. Ортопироксен здесь образует призматические кристаллы, идиоморфные к плагиоклазу, а авгит иногда дает микропегматитовые сростки с последним. Подобным составом этих пород обусловлена их структура, близкая к диоритовой.

Норито-перидотиты являются пока большой редкостью. Встречены они в трех пунктах, причем во всех случаях в разновидностях, заметно отличающихся друг от друга.

В образце из окрестностей Николаевского прииска они обнаруживают следующий состав: оливин, абсолютно свежий, обильно насыщенный

субмикроскопическими игольчатыми включениями — около 30%; гиперстен с заметным плеохроизмом — до 20: авгит, чуть зеленоватый — до 10—15; плагиоклаз битовнитового состава — до 25—30; бурая роговая обманка и светлый биотит вместе до 10%. Оливин идиоморфен к остальным минералам, всегда облечен двойной реакционной каемкой, состоящей из гиперстена и амфибола. Плагиоклаз обычно с характерным запылением субмикроскопическим материалом, образует длинные лейсты, идиоморфные к пироксенам, амфиболу и слюде. Амфибол и слюда развиваются за счет авгита. Наряду с силикатами в породе присутствует много ильменита. Порода эта — черная, очень свежая, среднезернистая с офитовой или пойкилитовой структурой.

Другой образец, взятый из дайки, секущей гнейсороговки Нижнеканской интрузии, представляет собой такую же черную свежую и тяжелую породу, еще более богатую оливином. Она состоит из свежего несерпентинизированного оливина (около 50%) с двойной реакционной оболочкой из ортопироксена и амфибола (около 30—35%) и основного (битовнитового) плагиоклаза (10—15%). В небольшом количестве в ней присутствует рудный минерал. Структура здесь уже иная — оливин образует пойкилитовые вроски в пироксене, а плагиоклаз, резко ксеноморфный к последнему, выполняет только промежутки между зернами. Химический состав этого норито-перидотита (см. табл. 2, ан. 56) значительно уклоняется от химизма перидотитовых пород, что обусловлено наличием в его составе до 10—15% основного плагиоклаза. Весьма любопытны почти полное тождество химического состава нашей породы и «среднего океанита» Р. О. Дэли [1936, с. 30] и большая близость к химизму щелочно-земельных перкнитов. Как известно, Г. В. Тиррелем [1933, с. 127] и Р. О. Дэли [1936, с. 400—403] океаниты рассматриваются как продукты гравитационной дифференциации магмы платобазальта. Очевидно, и для наших норито-перидотитов следует принять то же объяснение.

Третий образец, взятый из дайки, секущей пироксен-плагиоклазовые породы по левому берегу Енисея, около 2 км выше Казачинского порога, представляет собой крупнозернистую зелено-черную породу, состоящую главным образом из энстатита (60—70%), наблюдающегося в виде крупных изометричных зерен, оливина (20—30%), образующего округленные зерна с сетчатой трещиноватостью и жилками серпентина и магнетита по трещинам, плагиоклаза (5—10%), выполняющего только некоторые интерстиции. В небольшом количестве присутствуют красно-бурая роговая обманка и такой же красно-бурый биотит, образующие реакционные каймы вокруг зерен энстатита и оливина.

Все эти ультраосновные породы обнаруживают много общих черт с описанными габбро-норитами и, несомненно, генетически связаны с последними.

Оливин-гиперстеновые диабазы, довольно часто встречающиеся в средней и северной частях Южно-Енисейского кряжа, представляют собой темно-серые или почти черные породы с офитовой структурой, причем средняя величина зерна в них меняется в зависимости от мощности дайки. Состоят они из плагиоклаза, оливина, гиперстена, авгита, биотита и рудного минерала. Всегда очень свежий, иногда ясно- и тонкоzonарный, плагиоклаз (65—70% An) обыкновенно присутствует в равном количестве с темноцветными или уступает последним. Среди темноцветных компонентов преобладает иногда гиперстен (как правило, довольно

сильно плеохроирующий по обычной схеме), иногда зеленоватый авгит, причем гиперстен образует частью самостоятельные зерна, частью венчики вокруг оливина, а авгит наблюдается в самостоятельных зернах и нередко в обрастаниях зерен гиперстена. По отношению к плагиоклазу гиперстен обладает переменным идиоморфизмом, тогда как авгит постоянно ксеноморфен к плагиоклазу. Оливин в описываемых породах присутствует в сравнительно небольшом (до 10—15%) количестве. Он почти всегда совершенно свеж и только по трещинам пропылен магнетитом, его трещиноватые корродированные зерна большей частью включены в гиперстен. В том случае, когда оливин непосредственно контактирует с плагиоклазом, между ними образуется двойная реакционная каемка из бесцветного пироксена и зеленоватого лучистого актинолита. Всегда присутствующий в небольшом количестве свежий оранжевый биотит образует реакционные оболочки вокруг ильменита и иногда гиперстена. Наконец, в некоторых случаях в оливин-гиперстеновых диабазах появляется в значительном количестве буро-зеленая обыкновенная роговая обманка, образующая венчики вокруг пироксена. Например, дайка такого оливин-гиперстенового диабаза с роговой обманкой обнаружена на территории Кондаковского слюдяного рудника, где она пересекает и сбрасывает пегматитовую жилу 125 (Падунскую).

Не исключена возможность, что с данной магматической формацией связаны и спессартиты, секущие пегматитовые жилы в районе Кондаковского слюдяного месторождения. Спессартиты эти представляют собой темно-зеленые породы с панидиоморфной структурой. Они состоят из резко преобладающей зеленой роговой обманки с небольшой примесью игольчатого бесцветного амфибола и бурого биотита, а также среднего плагиоклаза, количественно уступающего и ксеноморфного по отношению к роговой обманке.

По-видимому, структурной разностью оливин-гиперстеновых диабазов являются только **оливиновые и гиперстеновые диабазовые норфриты**, образующие тонкие дайки преимущественно широтного простирания во всех древних формациях, а также пластовые тела в усть-ангарских известняках. В этих темно-серых большей частью очень свежих породах порфиновые выделения представлены либо одним очень свежим и тонкоzonарным основным плагиоклазом, либо парагенезом плагиоклаза с оливином, также совершенно свежим или слегка замещенным в одних случаях иддингситом, а в других — тальком и, кроме того, окруженным двойной реакционной оболочкой из ортопироксена и актинолита. Основная масса обладает грубо интерсертальной или офитовой структурой, причем к плагиоклазу и авгиту в ней обычно примешиваются идиоморфные зернышки гиперстена.

В обнажениях по Енисею выше устья Ангары (точнее, выше дер. Савиновой) среди слоистых известняков верхнеизвестнякового отдела (по А. К. Мейстеру) мелкозернистые диабазы и диабаз-порфиры слагают несколько послойных силлов, которые, как это прекрасно видно в громадных обнажениях, повторяют все складки известняковой толщи и, очевидно, дислоцируются вместе с последней.

Такие же диабазы образуют нетолстые пластовые тела на правом берегу при слиянии Ангары и Енисея. Диабаз одной из этих жил analyzed А. К. Мейстером [1910, с. 345]. Результаты этого анализа приведены в табл. 2 (ан. 57). По описанию анализированной образец состоял из лейст свежего плагиоклаза, моноклинного пироксена, переходящего

в змеевиковое вещество, и хлорита, а также оливина в крупных и мелких резорбированных зернах. Оливин свеж и частично только замещен змеевиком тонковолокнистого сложения. Структура интерсертальная, частью офитовая, причем оливин в ее рамках представлен обычно более крупными зернами, играющими роль порфировых выделений.

Другой анализ оливинового диабаза, приведенный в работе А. К. Мейстера, относится к породе из 3-метровой дайки, секущей ороговикованные филлиты на правом берегу р. Ангара выше р. Татарки. Диабаз этот мелкозернистый, интерсертальной структуры. Состоит он из свежего плагиоклаза (60—70% An), бесцветного моноклинного пироксена, серпентинизированного оливина и титаномagnetита. Химический состав его приведен в табл. 2 (ан. 58).

Таким образом, описанная магматическая формация представляет собой весьма интересное образование. Наиболее характерной особенностью ее является сильная изменчивость состава отдельных представителей, обусловленная далеко идущими процессами кристаллизационной дифференциации исходной магмы. Нужно думать, что именно наиболее распространенные оливин-гиперстеновые диабазы более или менее отвечают составу такой магмы, тогда как лейкократовые нориты и меланократовые норито-перидотиты представляют собой крайние продукты ее дифференциации. Также очень характерно для формации постоянное присутствие во всех ее представителях ромбического пироксена, который становится буквально руководящим, породообразующим минералом, только в виде исключения иногда заменяющимся оливином. Уместно здесь же подчеркнуть резкое различие в составе, а также в обстановке и ходе процесса формирования обеих описанных диабазовых формаций.

Формация древних диабазов, очевидно, представляет собой корни массовых излияний, через которые были перекачаны в поверхностные слои литосферы (и на поверхность?) громадные количества однообразной недифференцированной глубинной магмы, обладавшей, по-видимому, большими запасами тепла и значительно перегретой. Отсюда поразительное однообразие древних диабазов, нарушающееся появлением кварца и микропегматита, очевидно, связанным с ассимиляцией кислых вмещающих пород. Последние в процессе ассимиляции нередко подвергаются вторичному переплавлению. В противоположность этому формация оливин-гиперстеновых (юных) диабазов, пользующаяся малым распространением и характеризующаяся полным отсутствием даже признаков ассимиляции, видимо, должна рассматриваться как серия мелких интрузий, никогда не связывавшихся с поверхностью. Наличие значительной кристаллизационной дифференциации исходной базальтовой магмы представляется очевидным. Трудно только сказать, где и как была осуществлена эта дифференциация. Мне представляется наиболее вероятной дифференциация в потоке движущейся (поднимающейся) частично раскристаллизованной магмы.

Вопрос о возрасте данной магматической формации решается просто и достаточно точно. Оливин-гиперстеновые диабазы образуют пластовые залежи в усть-ангарских известняках и дислоцируются вместе с ними. Кроме того, по указанию А. К. Мейстера [1910, с. 84], они пересечены Усть-Ангарским гранитом. Таким образом, время формирования формации оливин-гиперстеновых диабазов должно быть отнесено к среднему протерозою. Интересно, между прочим, отметить значительное сходство в характере проявления протерозойских основных интрузий в Енисей-

ском крыже и Северо-Западном Прибайкалье. В Прибайкалье нижнепротерозойские интрузии представлены кварцевыми диабазами с ясными следами ассимиляционных явлений, в верхнем же протерозое (при двухчленном делении последнего) имела место сильно дифференцированная интрузия, представленная габбро, норитами, перидотитами и т. д. [Павловский, Цветков, 1939].

«СЛЮДЯНЫЕ ДИАБАЗИТЫ»

Под этим наименованием А. К. Мейстером [1910, с. 355] описаны любопытные породы лампрофирового характера, обнажающиеся по правому берегу р. Ангары, примерно в 12 км ниже дер. Рыбной. Действительно, здесь, а также и на левом берегу р. Ангары филлиты мурожно-татарского комплекса пересечены дайками пород, исключительно оригинальных по составу. Среди них А. К. Мейстер выделил два основных типа.

Один тип образует тонкие (до 1—2 м мощности) дайки, залегающие согласно со сланцеватостью филлитов и представленные породами, состоящими существенно из плагиоклаза и биотита. Брусковидный основной плагиоклаз в них еще довольно свеж. Обильный биотит образует идиоморфные пластинки. В небольшом количестве присутствует первичная бурая роговая обманка, а также волокнистый актинолит, развивавшийся, очевидно, по пироксену, частью по бурой роговой обманке, и, кроме того, кварц, сфен и ильменит. Структура породы офитовая.

Химический состав этой породной разновидности (см. табл. 2, ан. 59) довольно близок химизму габбро-базальтовых пород, хотя в ней существенно повышено содержание глинозема и окиси калия в связи с высоким содержанием в породе биотита.

Другой тип «слюдяных диабазитов» представляется особенно интересным и заслуживает более детального описания. На правом берегу р. Ангары выше устья р. Верхней Колпаковки среди филлитов мной найдены две довольно мощные (до 20 м) дайки, сложенные породами, состоящими существенно из плагиоклаза, биотита, мусковита, граната и кварца. Количественные отношения этих минералов непостоянны. Обе дайки характеризуются наличием громадного количества округленных и изъеденных ксенолитов и меланократовых шпир, которые концентрируются преимущественно в центральных частях дайки, где вместе с тем оказывается особенно обильной примесь довольно крупных (до 2 мм в диаметре) зерен граната.

Краевые части дайки, расположенной в нижнем конце обнажений филлитов, слагаются темно-серой мелкозернистой диабазовидной породой, в которой под микроскопом устанавливается панидиоморфная структура. Порода состоит из плагиоклаза, биотита, роговой обманки, кварца, апатита и ильменита. Плагиоклаз в ней образует призматические резко идиоморфные четко зонарные кристаллы, причем угол угасания в направлении [100] для центральных зон достигает $+35^\circ$, а для внешней $+3^\circ$, т. е. состав плагиоклаза меняется от 65 в центре до 22% An на периферии. Темноцветные минералы количественно только немного уступают плагиоклазу. Представлены они идиоморфными таблицами биотита и призмами бледно-зеленой роговой обманки, переходящей в волокнистый уралит.

Кварц, резко ксеноморфный, присутствующий в количестве до 10 %, выполняет промежутки между кристаллами плагиоклаза, биотита и роговой обманки. В качестве примеси отмечаются игольчатый апатит и пластинчатый ильменит. Наконец, только в шлифе наблюдаются мелкие округленные меланократовые шлирки, сложенные существенно такой же бледно-зеленой роговой обманкой и биотитом с небольшой примесью кварца, обладающие переплетенной структурой.

Центральные части дайки представлены более светлым и более крупнозернистым материалом. Характерны для него пятнистость-шлироватость, обусловленная неравномерным распределением темноцветных, а также присутствие граната и наличие ксенолитов с совершенно резкими границами. Микроструктура породы панидиоморфная. Состав ее характеризуют плагиоклаз, биотит, кварц, гранат, мусковит, хлорит, ильменит, апатит. Плагиоклаз является преобладающим минералом, образует призматические зонарные зерна и имеет в среднем лабрадорный состав. Впрочем, очень часто такие идиоморфные призмы закономерно обрастаются еще и альбит-олигоклазом, уже не имеющим собственных ограничений. Биотит в идиоморфных пластинках обилен, но количественно подчинен плагиоклазу, частично хлоритизирован. Мусковита довольно много, иногда даже больше, чем биотита. Он образует отдельные таблички, находящиеся в параллельном срастании с индивидами биотита и хлорита или же образующие сноповидные сростки; производит впечатление постмагматического минерала. Обильный, желтоватый в шлифе гранат наблюдается в округлых крупных порфировых выделениях, содержащих включения плагиоклаза, биотита, ильменита, кварца. Кварц только выполняет промежутки между идиоморфными зернами плагиоклаза и биотита, но количество его достигает 20 %. В качестве примесей отмечаются обильный ильменит и эпидот. Таким образом, в материале, слагающем центральную часть дайки, становится более значительной роль плагиоклаза и кварца, появляются мусковит и гранат, причем характерно, что последний производит впечатление первичного магматического, хотя и наиболее позднего, компонента породы.

Меланократовые ксенолиты, иногда буквально переполняющие центральную часть дайки, массивны. Они обладают чрезвычайно прихотливыми, как бы изъеденными контурами, но граница их с вмещающей магматической породой всегда совершенно резкая. Часть их состоит, как это устанавливается под микроскопом, из биотита (резко преобладающего, составляющего до 50 % объема породы), а также кварца и плагиоклаза; последний при этом проявляется в тонких лейсточках, образующих сноповидные скопления, а кварц слагает базис, как бы склеивающий остальные компоненты ксенолита.

Другие ксенолиты сложены более плотными и тонкозернистыми породами с диабазовой структурой. Состоят они из переплетающихся лейст плагиоклаза и зеленой роговой обманки с небольшой примесью кварца, биотита и руд. Наконец, уже на левом берегу р. Ангары в аналогичной дайке гранатового «диабазита» были найдены также ксенолиты с хорошо сохранившейся сланцеватой текстурой, состоящие почти целиком из мусковита, биотита и хлорита с незначительной примесью кварца, турмалина и руд. Таким образом, материал ксенолитов, очевидно, имеет различное происхождение. Частью он представляет собой глубоко переработанные обломки глинистых сланцев, частью же относится к продуктам кристаллизации первых порций магмы.

Дайка, расположенная на правом берегу р. Ангара в 400 м выше описанной, отличается только чрезвычайным обилием мусковита, который здесь почти целиком вытесняет биотит. Вмещающие филлиты в контакте с этой дайкой превращены в своеобразные пятнистые сланцы, состоящие существенно из кварца и серицита, причем пятнышки в них оказались относительно обогащенными серицитом по сравнению с остальной частью породы. Очевидно, первоначально пятнистые сланцы имели другой состав. Скорее всего, на месте пятен были порфировобласты андалузита, позже при общем региональном дислокационном метаморфизме превращенные в кварцево-серицитовый агрегат. Дайки описанных «диабазитов» в приконтактной части вообще рассланцованы. И надо думать, что внедрение их имело место еще до регионального метаморфизма, с которым связывается филлитизация пород данного участка мурожно-татарского комплекса.

Химический состав «слюдяного диабазита» с гранатом приведен в табл. 2 (ан. 60).

Вопрос о возрасте «слюдяных диабазитов» решается следующим образом. Они секут филлиты мурожно-татарского комплекса, причем дайки их, как правило, ориентируются строго по сланцеватости, свидетельствуя о том, что внедрение имело место после развития последней. Вместе с тем формирование гранатовых филлитов, связанное с посольненской гнейсогранитной интрузией, происходило уже после внедрения даек «диабазитов», поскольку следы контактового метаморфизма, обусловленного ими, были затушеваны более поздними метаморфическими процессами. Таким образом, ни с формацией древних диабазов, ни с юпой дифференцированной интрузией оливин-гиперстеновых диабазов их связать генетически нельзя.

СЕРПЕНТИНИТЫ

Единственная находка серпентинитов неизвестного возраста относится к обнажениям правого берега Енисея, сразу выше Луговской верфи. Серпентиниты, обычно сильно размятые и рассланцованные, залегают среди зеленых эпидотовых сланцев в виде согласного тела мощностью на выходах 60—80 м. Микроскопическое исследование их показывает, что они являются вторичными образованиями и состоят целиком из антигортитового серпентина с незначительной примесью хлорита и магнетита; первичные состав и структура их исходной изверженной породы при этом оказываются полностью утраченными. Вмещающие зеленые сланцы представляют собой, по-видимому, диафториты архейских гнейсов и амфиболитов. Время формирования данной зоны милонитизации и диафторитов условно относится к нижнему протерозою. Возможно, что этот же возраст имеют и серпентиниты.

ДАЙКОВЫЕ ПОРОДЫ ТЕЛЬБЕССКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Только в южной части обследованного района изредка встречаются дайки меридионального простирания, сложенные довольно разнообразными сиенит- и монцонит-порфирами, порфиритами и лампрофирами. Все они обнаруживают поразительное сходство с соответственными породами девопских магматических формаций окрестностей г. Красноярска, изучавшихся мною в 1929—1930 гг. [Кузнецов, 1932].

Монцонит-порфиры образуют несколько даек в районе Богунаевского рудника. Это — пестрой окраски рыхловатые порфировые породы с порфировыми выделениями серого полупрозрачного лабрадора и основной массой, состоящей из красных полевых шпатов и грязно-зеленых фемических минералов. Под микроскопом в их основной массе обнаруживается микромонцитная структура; состав основной массы характеризуют ортоклаз, олигоклаз (такой же красный, как и ортоклаз), авгит, хлоритизированный биотит и небольшое количество микропегматита. В качестве примеси в породе немного магнетита.

Микросиениты образуют мелкие дайки в районе Богунаевского рудника. Это — светлые голубовато-серые тонкозернистые породы, состоящие существенно из лейсточек полевого шпата и какого-то совершенно хлоритизированного темноцветного. Под микроскопом видно, что они испытали сильный автометаморфизм, выражающийся в развитии обильного кальцита, хлорита, серицита и пирита. Сквозь массу этих вторичных продуктов проступает переплетенная (как бы диабазовидная) структура магматической породы.

Сиенит-порфиры образуют дайки, секущие пегматитовые жилы Баргинского месторождения. Для них характерны желто-красная окраска и наличие мелких порфировых выделений желтоватого олигоклаза. В их основной массе наблюдаются тонкий микропегматит; в интерстициях немного кварца; в небольшом количестве хлоритизированный биотит; немного циркона и биотита.

Фельзитовые порфиры, встречающиеся там же, являются, по существу, только структурной разностью кварцевого сиенит-порфира. Они представляют собой желтовато-серые порфировые породы с литоидной основной массой и редкими мелкими выделениями желтоватого кислого плагиоклаза и биотита. Основная масса имеет тонкозернистую аллотриоморфную структуру и содержит листочки биотита.

Роговообманковые порфириты, также наблюдавшиеся в районе Баргинского месторождения, обладают зелено-серой окраской, имеют порфировую структуру, содержат обильные выделения плагиоклаза и амфибола. Плагиоклаз сильно серицитизирован и каолинизирован, амфибол замещен уралитом. Основная масса пилотакситовая, причем в составе ее принимают участие амфибол, апатит, пирротин.

Авгитовые порфириты образуют тонкие дайки меридионального простирания в нижнеканских гранитах ниже р. Сыргыл. Это — бурозеленые порфировые породы с выделениями авгита. Основная масса имеет интерсертальную структуру и состоит из разрушенного плагиоклаза, зелено-бурого амфибола, хлорита и магнетита. В выделениях наблюдаются

свежий бесцветный авгит и псевдоморфозы хлорита по какому-то минералу изометричных очертаний (ортопироксену?).

Все эти породы сильно автометасоматизированы, что вообще характерно для пород дайковой фации.

В вершине р. Северной, правого притока р. Немкиной, обнаружены в осыпи лилово-серые **ортофиры**, обладающие резко проявленной миндалекаменной текстурой и состоящие из трахитовой или бостонитовой основной массы, в которую включены относительно крупные выделения **кислого плагиоклаза** и **ортоклаза**.

Описанные породы являются самыми молодыми из магматических образований. К сожалению, взаимоотношения их с юными диабазами и гипербазитами остаются неустановленными. Более точно их положение в стратиграфической схеме можно определить только путем сравнения со сходными породами соседних районов. Такие, совершенно аналогичные описанным монцонит-порфирам и сиенит-порфирам, породы мне пришлось изучать около г. Красноярска, где они являются дайковой фацией Столбовской интрузии, имеющей, по данным К. В. Радугина [1937], среднедевонский возраст. Что касается авгитовых и роговообманковых порфиров и ортофиров, то их трудно с уверенностью параллелизовать с чем-либо, но можно не сомневаться, что они также представляют собой проявления одной из фаз тельбесского вулканического цикла.

По-видимому, к этой же группе следует отнести оригинальную лампрофировую породу, встреченную в виде тонкой дайки по р. Кан выше слюдяного месторождения. Это — темно-серая свежая порода с длинными (до 1 см) черными блестящими выделениями амфибола. Микроскопическое изучение обнаруживает, что амфибол является темно-коричневой роговой обманкой с не совсем обычными свойствами, из которых следует отметить отсутствие спайности и низкую интерференционную окраску. Основная масса состоит также из тончайших волоконцев такой же роговой обманки в смеси с плагиоклазом.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

О МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЯХ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Характерной особенностью Южно-Енисейского кряжа, накладывающей определенный отпечаток на весь его геологический облик, является широкое развитие кислых, преимущественно гранитных интрузий, при очень слабом распространении основных. Кислые глубинные породы в Южно-Енисейском кряже слагают преимущественно крупные абиссальные интрузии и занимают площадь в несколько тысяч квадратных километров, основные же проявляются исключительно в дайковой и силловой фациях и образуют тела относительно малых размеров. Характерно также, что главные кислые интрузии имеют гранитный состав. Изверженные породы другого типа встречаются сравнительно редко, причем, как показывает детальное изучение интрузивных комплексов, почти все разнообразие кислых изверженных горных пород, слагающих тот или иной плутон, обуславливается ассимиляционными явлениями и не обнаруживает

каких-либо признаков дифференциации на месте. Само собой разумеется, что в ряде случаев главная фаза интрузии сопровождается более поздними дайковыми образованиями, имеющими обычно аплитовый, пегматитовый и, очень редко, лампрофировый характер.

Анализ стратиграфических и геологических взаимоотношений между изверженными и осадочными породами показывает, что в Южно-Енисейском кряже кислые и основные интрузии чередуются во времени, причем основные, преимущественно диабазовые интрузии, в общем, были синхронными с накоплением осадков или внедрялись в начале складчатости с образованием силлов, (и, может быть, экструзий) в осадочном комплексе и даек (подводящие каналы) в кристаллическом основании, тогда как кислые интрузии следовали за главной фазой складчатости после развития сланцеватости и регионального метаморфизма осадочного комплекса и завершали таким образом данный тектономагматический цикл, состоящий нормально из накопления осадков, инъекции основной магмы, складчатости и инъекции кислой магмы. Приведенная выше схема стратиграфии Южно-Енисейского кряжа показывает, что таких тектономагматических циклов, завершившихся кислыми интрузиями, в докембрии было, по крайней мере, четыре. Само собой разумеется, что в пределах того или иного цикла могли иметь место и перерывы в накоплении осадков, и небольшая складчатость, может быть, сопровождавшаяся мелкими интрузиями, но все эти мелкие колебания не могут затупивать следы главных мощных движений и общей схемы, обнаруживающей определенную ритмичность геологических процессов и развитие их по спирали, может быть осложненной спиралями второго порядка.

Наиболее древние кислые, чарнокитовые, интрузии несут ясные следы палингенного происхождения. Они характеризуются теми же минеральными ассоциациями, что и вмещающая толща регионально метаморфизованных кристаллических сланцев, не оставляют в последних никаких следов контактового метаморфизма и являются, очевидно, продуктами выборочного плавления некоторых участков канского метаморфического комплекса в процессе общего регионального глубинного метаморфизма. Южно-Енисейский кряж представляет собой интереснейшую область, где благодаря исключительно глубокой денудации, мы можем наблюдать в законсервированном виде начальные стадии образования палингенных магм.

Наиболее древние из «ювенильных» гранитных интрузий — Таракская и Посольненская — характеризуются сильно развитыми явлениями мигматизации. Но характер этого процесса в обеих интрузиях существенно различен. Таракская интрузия сильно гибридизирована и сопровождается инъекцией артеритового типа. Посольненская же обнаруживает очень слабые следы гибридизации, сопровождается широким полем фельдшпатизированных пород и метасоматических мигматитов, причем и сами граниты, по-видимому, имеют существенно мигматитовый характер. С той и с другой связаны пегматиты, но проявление их в обеих интрузиях также различно. Таракская интрузия дает послонную инъекцию слабо минерализованных пегматитов, более или менее одновременных с артеритовыми мигматитами и имеющих с последними переходные разности. Посольненская же сопровождается обильными, секущими структуру мигматитов, сильно минерализованными пегматитами, вызывающими своеобразный пневматолит вмещающих пород. Эта разница в проявлении двух абиссальных гранитных интрузий, по-видимому, объясняется различной на-

сыщенностью летучими поднимающейся магмы, ее консистенцией, отчасти может быть и составом. Магма таракских гранитов, очевидно, в целом имела пегматитовый характер и была весьма способна к ассимиляции и тонкой послойной (*lit par lit*) инъекции, но все же это была жидкая магма. Посольненские граниты характеризуются ясно выраженным мигматитовым характером, а сопровождающие их мигматиты образуются путем метасоматической фельдшпатизации (*par imbibition*). По-видимому, в процессе формирования Посольненской интрузии, по крайней мере тех ее частей, которые вскрываются сейчас денудацией, собственно жидкая магма не принимала почти никакого участия и никакой ее интрузии с раздвиганием стенок или обрушением кровли и т. д. не было. Имело место поднятие сплошным фронтом щелочных флюидов, сплошь пропитавших гнейсы и сланцы и обусловивших метасоматическое замещение последних калиевым полевым шпатом, причем всегда с достаточно четко проявленной тенденцией к развитию крупных порфиروبластов микроклина и образованию пород, вполне напоминающих порфирировидный гранит. Следовательно, метасоматическая мигматизация и гранитизация — это основные процессы становления Посольненской интрузии. Настоящие магматические породы — граниты секущих даек и пегматиты — появились в ней позже, когда процесс мигматизации закончился и стало возможным возникновение в консолидированной толще открытых трещин. Еще более поздним образованием, связанным с самостоятельной вспышкой тектогенеза, но, по-видимому, имеющим общие корни с Посольненской интрузией, являются нижнеканские граниты, проявившиеся уже в нормальной гранитной среднеглубинной фации и характеризующиеся слабыми ассимиляционными явлениями в эндоконтакте, нормальным контактовым метаморфизмом (ороговикованием) и весьма незначительным развитием инъекционных явлений. Таким образом, по-видимому, во многих случаях мигматизация вызывается не остаточными пегматитовыми расплавами, а наоборот, предшествует внедрению настоящих гранитов.

Интересно отношение этих интрузий к тектонике вмещающих пород. Таракские граниты характеризуются очень выдержанным северо-западным простиранием и крутым падением на восток элементов прототектоники гранитов, ориентировки ксенолитов, унаследованной гнейсовидности гибридных разностей и артеритов. В канском же комплексе складчатость и повторяющая ее полосчатость метаморфических пород хотя и имеют преобладающее северо-западное простирание, но оно является гораздо менее выдержанным; в толще пород, более того, очень часто наблюдаются пологие складки и даже горизонтальное залегание. Очевидно, внедрение магмы таракских гранитов происходило вдоль какой-то более юной тектонической зоны (зоны расщелин), в общем совпадающей с основными структурами канского и енисейского метаморфических комплексов, причем структуры интрузии, судя по ее акмолитовому характеру, контролировались структурой не вмещающего канского комплекса, а этой тектонической зоны. То же самое можно сказать и относительно Посольненской интрузии. Здесь ясно намечаются зоны мигматизации, прослеживающиеся на сотни километров. Очевидно, это тектонические зоны, переходящие из нижнепротерозойских сланцевых толщ в архейский фундамент и ориентированные частично по контактам разнородных и разновозрастных формаций. Структуры мигматитов показывают, что во время мигматизации движения в пределах данной тектонической зоны не прекращались, причем особенно резко это проявилось в мигматитах нижне-

протерозойских сланцев. Совершенно иную картину мы видим в Нижнеканской интрузии, образующей дискордантные тела, ориентированные почти поперек основного направления структур вмещающих пород и формировавшиеся в тектонически спокойной обстановке.

Среднепротерозойские и более юные интрузии в Южно-Енисейском кряже весьма ограниченно распространены, образуют мелкие тела дайковой и штоковой формы и являются резко гипабиссальными образованиями. Магма ангарских гранитов имела пегматитовый характер и была заметно обогащена бором и фтором. Белогорская интрузия кристаллизовалась в почти поверхностных условиях частично с образованием кварцевых порфиров. Наиболее юные интрузии имеют резко выраженный щелочной характер, что вообще типично для поздних интрузий кристаллических щитов.

К сожалению, в моем распоряжении имеется пока еще слишком мало анализов пород гранитных интрузий Южно-Енисейского кряжа для того, чтобы можно было делать какие-либо выводы относительно особенностей химизма каждой из них. Пока можно говорить, что все они имеют преимущественно гранитный состав и, совершенно естественно, в громадном большинстве химически очень близки друг к другу. Это подтверждается, например, тем фактором, что почти все граниты Таракской, Посольненской и Нижнеканской интрузий несут ясные признаки принадлежности к рапакивитовому типу магм П. Ингли. Некоторые индивидуальные особенности химизма в каждой интрузии все же можно подметить. Выше уже подчеркивалось, что, несмотря на наличие несомненных генетических связей между мигматитами и мигматитовыми гранитами Посольненской интрузии, с одной стороны, и гранитами Нижнеканской интрузии — с другой, первые отличаются значительно повышенной щелочностью и большей ролью калия, чем это мы видим в нижнеканских гранитах. Резко химически индивидуализированы ангарские граниты. Что касается таракских гранитов, то, судя по немногочисленным анализам, они химически весьма близки гранитам Нижнеканской интрузии, несмотря на совершенно различный петрографический облик тех и других.

Кислые интрузии различного возраста имеют колоссальное значение в метаморфизме Южно-Енисейского кряжа. Вокруг Таракской и Посольненской интрузий мы наблюдаем широкий контактовый ореол, представленный мигматитами и разнообразными контактовыми гнейсами и амфиболитами. Эти интрузии прогревали и пропитывали своими эманациями окружающие породы и создавали в них специфическую физико-химическую обстановку. Интересно, что, попадая в зону контактового воздействия, все породы, в том числе осадочные нижнего протерозоя, древние кристаллические сланцы фации гиперстеновых гнейсов, древние дайковые диабазы и т. д. превращаются в кристаллические сланцы (гнейсы и амфиболиты) с минеральными ассоциациями, типичными для амфиболитовой фации. Метаморфизм этот, очевидно, в осадочных толщах является прогрессивным, а в кристаллических сланцах канского комплекса — наложенным и, в общем, регрессивным. Таракская и Посольненская интрузии сопровождаются почти одинаковыми контактовыми гнейсами и амфиболитами. Различия заключаются, по существу, только в том, что в таракских контактовых гнейсах обычны кордиерит и гранат, а в посольненских кордиерита нет совсем, а гранат редок. Различие это, по-видимому, опять-таки обусловлено различиями содержанием летучих и резко щелочным характером мигматизирующих флюидов Посольнен-

ской интрузии. Но весь этот инъекционно-контактовый метаморфизм обеих интрузий, несмотря на широкое его распространение, только локальный и наложенный на более древние метаморфизмы. С пегматитами Посольненской интрузии связывается своеобразный пневматолитический метаморфизм, выражающийся в превращении вмещающих пород в мусковитовые и двуслюдяные сланцы с турмалином, гранатом, дистеном, ставролитом. Нижнеканская интрузия вызвала значительно более слабый наложенный метаморфизм древних кристаллических сланцев. Наиболее характерным метаморфическим изменением в контактовой зоне этой интрузии является замещение граната, пироксенов и амфиболов первичных пород биотитом; метаморфизм при этом выступает как процесс своеобразной роговиковой перекристаллизации.

Основные интрузии в Южно-Енисейском криже, как уже отмечено, принадлежат к образованиям преимущественно дайковой и силловой фаций и пользуются ограниченным распространением, причем наиболее древние из них подвергаются глубокому метаморфизму с вмещающими толщами и превращаются в различные кристаллические сланцы различных фаций глубинности. Первичный облик изверженной породы среди них сохранили только протерозойские и более молодые диабазы, представляющие две совершенно отчетливо выделяющиеся разновозрастные формации.

Более древняя нижнепротерозойская формация «древних» и таракских диабазов образует громадное количество даек в канском и енисейском метаморфических комплексах и в теле Таракского гнейсогранитного плутона. Дайки эти, по-видимому, в свое время сообщались с дневной поверхностью и служили подводящими каналами для поверхностных (силловых) интрузий и экструзий, обнаруженных в составе нижнего протерозоя и превращенных сейчас в празинитовые сланцы. Замечательной особенностью формации древних диабазов является поразительное однообразие ее пород, нарушающееся только появлением кварца и микропегматита в более мощных дайках. Последнее связывается с ассимиляцией кислых вмещающих пород, нередко сопровождающейся явлениями вторичного переплавления последних. Формация древних диабазов, очевидно, представляет собой корни массовых излияний, через которые были перекачены в поверхностные слои литосферы громадные количества однообразной недифференцированной глубинной магмы, по-видимому, обладавшей большими запасами тепла и значительно перегретой.

В противоположность этому формация юных диабазов пользуется ограниченным распространением и вместе с тем оказывается сильно дифференцированной, причем какие-либо признаки ассимиляции вмещающих пород в ней совершенно отсутствуют. Кристаллизационная дифференциация в движущейся (поднимающейся) частично раскристаллизованной магме наиболее вероятна.

Слюдяные «диабазиты», возможно, представляют самостоятельную интрузию и являют собой чрезвычайно любопытный пример гибридных пород, образовавшихся в результате весьма энергичной ассимиляции базальтовой магмой вмещающих глинистых сланцев.

Таким образом, процессы магматической инъекции, метасоматической фельдшпатизации (гранитизации) и ассимиляции были ведущими в формировании всего разнообразия как кислых, так и основных магматических пород в Южно-Енисейском криже, а магматическая или кристаллизационная дифференциация играла при этом очень ограниченную роль.

Исходные магмы всех докембрийских тектономагматических циклов имели или гранитный, или базальтовый состав, что касается магм другого состава, то они (серпентиниты, ортоамфиболиты енисейского комплекса) проявлялись в совершенно ничтожных количествах.

О МЕТАМОРФИЗМЕ В ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОМ КРЯЖЕ

Южно-Енисейский кряж преимущественно сложен разнообразными и разновозрастными кристаллическими сланцами и изверженными породами. Естественно, что вопросы метаморфизма для этой области имеют особое значение и соответственно в настоящей работе метаморфическим породам и метаморфизму уделено особое внимание.

Детальные петрографические исследования и исторический подход к решению петрографических вопросов показывают, что метаморфизм Южно-Енисейского кряжа является прежде всего очень сложным процессом. Явления метаморфизма повторялись неоднократно, причем в разное время, в разной среде, в разной термодинамической обстановке, и были обусловлены различными причинами. В докембрии Южно-Енисейского кряжа намечается, по крайней мере, четыре тектономагматических цикла, завершающихся метаморфизмом и кислыми интрузиями. Естественно, что во многих случаях метаморфизм последующего цикла мог накладываться на более древний метаморфизм и тем усложнить картину процесса. Но мои наблюдения показывают, что в пределах почти каждого тектономагматического цикла четко разграничиваются более ранний дислокационный (региональный) метаморфизм, приуроченный к главной фазе (или главным фазам) сжатия, и более поздний магматический (контактовый, инъекционный и т. д.), связанный с кислыми интрузиями, всегда наложенный и только локальный.

Грубо схематизируя, для Южно-Енисейского кряжа можно выделить следующие метаморфические периоды и процессы:

1) глубокий метаморфизм канского комплекса и палингенетическое возникновение чарнокитовых интрузий;

2) дислокационный метаморфизм енисейского комплекса, почти целиком затушеванный более поздними магматическими метаморфизмами;

3) инъекционно-контактовый метаморфизм, обусловленный Таракской интрузией;

4) дислокационный метаморфизм (филлитизация) мурожно-татарского комплекса, местами усложненный и усиленный последующей магматической деятельностью (Посольненская интрузия и слюдоносные пегматиты);

5) инъекционно-контактовый метаморфизм, обусловленный Посольнской интрузией;

6) пневматолитический метаморфизм (главным образом мусковитизация), связанный с формацией слюдоносных пегматитов;

7) контактовый (существенно термальный) метаморфизм, связанный с Нижнеканской интрузией;

8) сланцеватость и легкая филлитизация в осадочном среднем протерозое;

9) контактовые метаморфизмы, связанные с юными интрузиями;

10) образование разломов и милонитизация более древних толщ фундамента, по-видимому, сопровождавшие почти каждую фазу складчатости;

Минеральный состав метаморфических комплексов Южно-Енисейского края

Минерал	Комплекс			Контактная зона интрузии			
	Капский	Енисейский	Муромно-татарский	Таранский	Посоль-ненский	формации слюдоносных пегматитов	Нижне-канской
Ортопироксен	+						
Клинопироксен	+	+		0			
Оливин	+						
Обыкновенная роговая обманка		+		+	+	+	+
Щелочной пироксен и амфибол					+	+	+
Актинолит			+			+	
Бiotит	+	+		+	+	+	+
Хлорит			+				+
Гранаты	+	+		+	+	+	0
Кордиерит	+			+			?
Турмалин						+	
Ставролит						+	
Силлиманит	+	+		?	+	+	
Дистен						+	
Шпинель	+						
Корунд	+						
Ортоклаз	+						
Микроклин		+		+	+	+	+
Основной плагиоклаз	+	+					
Средний плагиоклаз	+	+		+	+	+	+
Кислый плагиоклаз (альбит)		+	+	+	+	+	+
Мусковит (серицит)		+	+			+	+
Эпидот		+	+	+	+	+	+
Сфен		+	+		+	+	+
Монацит	+			+	?		
Ортит		+		?	+	+	

Примечание. + — характерные минералы; 0 — реликты; ? — вторичные и случайные образования.

вероятно, с вовлечением милонитов в последующий метаморфизм перекрывающих осадочных толщ.

Почти все эти метаморфизмы, перечисленные в хронологическом порядке, осуществлялись в различной термодинамической обстановке, причем для каждого метаморфического комплекса и группы пород характерными оказывались свои минеральные парагенезисы. Специфика минеральных ассоциаций в каждом данном случае, очевидно, определялась: 1) составом исходного материала, 2) температурой, 3) давлением, 4) составом магматических эманаций и инъекций. Совершенно очевидно, что роль того или другого фактора метаморфизма в различных случаях различна.

В табл. 3 приведены только наиболее характерные минералы метаморфических пород, причем в нее не включены, с одной стороны, «проходящие» минералы вроде кварца и ряда минералов-примесей (магнетит, апатит, циркон и т. д.), с другой — минералы редкие, а также минералы карбонатных пород, которые в архейских и нижнепротерозойских кристаллических сланцах Южно-Енисейского края очень ограниченно распространены. Различия в минеральном составе кристаллических сланцев канского, енисейского и муромно-татарского метаморфических комплек-

сов сразу бросаются в глаза, хотя эти комплексы более или менее однородны в химическом отношении, представляют собой метаморфизованные глинистые осадки с горизонтами песчаников и мергелей и с пластовыми основными интрузиями. Совершенно очевидно, что эти различия определяются только разными условиями метаморфизма.

Напомню, что для канского метаморфического комплекса весьма типичны пироксены, альмандин-пироповый гранат, ортоклазовый полевой шпат, шпинель, корунд, монацит и т. д. при полном отсутствии первичных роговых обманок, сфена, эпидот-цоизитовой группы. В породах енисейского комплекса нет ортопироксенов, клинопироксены очень редки, зато широко распространена роговая обманка. Типична для этого комплекса ассоциация граната с диопсидом и роговой обманкой, совершенно отсутствующая в канском комплексе. Характерны для мурожно-татарского комплекса альбит, хлорит, эпидот, актинолит; амфиболы неактинолитового состава, а также основные и средние плагиоклазы в нем совершенно отсутствуют.

Минеральные составы инъекционно-контактных зон Таракской и Посольненской интрузий близки не только друг с другом, но также с минеральным составом енисейского метаморфического комплекса. Эта близость представляется совершенно естественной, ибо метаморфизм енисейского комплекса в основном обуславливается совместным воздействием этих двух гранитных интрузий, являясь существенно «регионально-контактным», хотя фациальные условия формирования Таракской и Посольненской интрузий, очевидно, близки, но не тождественны. Фациальные отличия выражаются в различной роли ассимиляционных процессов, различном характере инъекционного метаморфизма и в несколько различном минеральном составе кристаллических сланцев контактовой зоны. Так, в контактах Таракской интрузии обыкновенными минералами являются кордиерит и альмандиновый гранат, которые в обстановке контактовой зоны посольненских гранитов были неустойчивыми и заменялись биотитом, щелочными роговыми обманками, что, вероятно, связывается с повышенной щелочностью магматических эманаций.

Формация слюдоносных пегматитов резко выделяется сильным пневматолитом (своеобразной грейзенизацией) контактовой зоны с развитием мусковита, турмалина, дистена, альмандин и т. д., причем в случае относительно густой инъекции пегматитовых расплавов, как это мы имели, например, в Кондаковском месторождении, этот пневматолит охватывает громадные площади, достигающие нескольких сотен квадратных километров. Изучение формации слюдоносных пегматитов в Южно-Енисейском крае показывает, что весьма распространенное в геологической литературе представление о пегматитовом расплаве как о замкнутой системе совершенно неверно. Очевидно, что формирование пегматита (даже ортотектита или письменного гранита) сопровождается выносом в боковые породы громадного количества летучих, главным образом паров воды.

Контактная зона Нижнеканской интрузии опять-таки почти полностью повторяет минеральные ассоциации контактов Таракской и Посольненской интрузий. Отличительная ее особенность — отсутствие силлиманита и щелочных амфиболов, а также слабое проявление инъекционного метаморфизма, что, видимо, определяется меньшей глубиной формирования этой интрузии. Контакты наиболее юных, Белогорской и щелочно-сиенитовой, интрузий изучены недостаточно, Ангарский же гранит зале-

гает в известняках, превращенных в пределах узкой контактовой зоны в известково-силикатовые роговики с диопсидом, гроссуляром, тремоли-
том и т. д.

Изучение кристаллических сланцев Южно-Енисейского края дает возможность подойти к выяснению вопроса об условиях образования и полях устойчивости некоторых минералов.

1. Особенностью канского метаморфического комплекса является ортоклазовый характер калиевого полевого шпата гнейсов и чарнокитов. Действительно, калиевый полевой шпат в канском комплексе совершенно свеж, полупрозрачен и однороден, причем микроклиновая решетка в нем, если изредка и наблюдается, то только в образцах, обнаруживающих ясные следы дробления. Этими особенностями калиевые полевые шпаты канского комплекса резко отличаются от калиевых полевых шпатов всех остальных метаморфических и магматических формаций, всегда представленных решетчатыми микроклинами. Литература по калиевым полевым шпатам и, в частности, по вопросу о соотношениях между микроклином и ортоклазом очень велика. Большинство исследователей при решении этого вопроса склоняется к мысли о наличии полиморфизма в этой группе [Mäkinen, 1917; Alling, 1921, 1923; Winchell, 1925], хотя более поздние рентгенографические исследования [Barth, 1927] как будто доказывают несостоятельность этой точки зрения и полное тождество решетки ортоклаза и микроклина. Будет ли этот вопрос решен так или иначе, сейчас неважно, но несомненно одно: однородный (ортоклазовый) и решетчатый (микроклиновый) калиевые полевые шпаты требуют для своего образования каких-то специфических условий. К решению этой стороны вопроса можно подойти следующим образом.

Давно известно, что ортоклазы характерны для эффузивных пород и гипабиссальных интрузий, а микроклины для абиссальных интрузий и особенно — пегматитов. Закономерность эта подчеркивалась многими, в том числе такими исследователями, как Э. Мекинен [Mäkinen, 1917], А. А. Усов [1925а, б] и др. В Южно-Енисейском крае может быть намечен такой ряд возрастающей степени совершенства проявления микроклиновой решетки: а) решетка отсутствует (совершенно однородные ортоклазы) — в канском комплексе; б) решетка плохо проявлена (микроклины с пятнистым проявлением решетки) — в нижнеканских гранитах; в) тонкая решетка, равномерно проявленная по всему зерну, — в таракских, ангарских, белогорских гранитах; г) грубая решетка — в пегматитах и мигматитах различного возраста. Напомню еще одну закономерность, хорошо знакомую всем петрографам: в основных и средних изверженных породах с калиевым полевым шпатом, в частности в апортозитах, ортоклазовом габбро, диоритах, монцонитах, этот полевой шпат почти всегда представлен ортоклазом, в гранитах же — почти всегда микроклином. Летучие компоненты, видимо, чрезвычайно способствуют развитию наиболее прочной двойниковой структуры; возможно, при этом главную роль играет понижение температуры кристаллизации калиевого полевого шпата в присутствии летучих.

Отсюда, между прочим, мы можем сделать и такой вывод: участие летучих компонентов в процессе формирования канского комплекса вообще очень ограничено; летучие эти, очевидно, имели, так сказать, коннотное происхождение, при котором магматические эманации никакой роли не играли. Что касается температуры, то она, по-видимому, была очень высока и приближалась к температурам кристаллизации кислых

эффузивов, для которых также характерно проявление совершенно однородного калиевого полевого шпата. Эта высокотемпературность ортоклазовых полевых шпатов канского комплекса отчасти подтверждается и опытами, доказывающими исчезновение микроклиновой решетки при нагревании до 1000° в продолжение 500 ч [Dittler, Köhler, 1925]. С этой точки зрения, между прочим, мне кажутся совершенно неправдоподобными, например, представления Ю. И. Половинкиной [1931, 1937] о мигматитовом происхождении криворожских чарнокитов. В самом деле, изучение обширной литературы и мои личные наблюдения в Южно-Енисейском кряже показывают, что мигматизация, как существенно метасоматический процесс, всегда сопровождается развитием именно решетчатого микроклина.

2. Плагноклазы вообще являются проходящими минералами, но совершенно отчетливо можно видеть, что только в условиях метаморфизма канского комплекса остаются устойчивыми изоморфные смеси альбита и анортита любого состава. Уже в енисейском комплексе в общем распространены значительно более кислые плагноклазы, чем в канском, даже в породах с одинаковым химизмом. В мурожно-татарском же комплексе плагноклазы, более основные чем олигоклаз, вообще неизвестны, причем даже в таких богатых кальцием породах, как известково-сланцевые или актинолитовые сланцы и празиниты, плагноклаз обычно представлен альбитом или олигоклазом, ассоциирующими с кварцем, кальцитом, слюдой или эпидотом. Очевидно, в обстановке метаморфизма этих комплексов основные плагноклазы неустойчивы, и их анортитовая молекула частью или целиком идет на образование эпидота и цоизита, совершенно отсутствующих в породах канского комплекса. Таким образом, устойчивость тех или иных плагноклазов в породах одинакового химического состава определяется существенно температурой метаморфического процесса.

3. Замечательной особенностью канского метаморфического комплекса является полное отсутствие в его породах минералов цоизитовой группы. Это особенно резко бросается в глаза в связи с тем, что во всех остальных кристаллических сланцах, в том числе в возникших при повторном метаморфизме пород канского комплекса, эпидот-цоизитовые минералы пользуются широким распространением. Таким образом, «абиссофильность» цоизита [Коржинский, 1940, с. 54—56] ограничена. Отсутствие минералов цоизитовой группы в канском комплексе, по-видимому, связывается с тем, что они, будучи водными минералами, не могли возникнуть в условиях весьма значительного дефицита летучих, в том числе воды, в процессе глубинного метаморфизма, создавшего кристаллические сланцы канского комплекса.

4. Аналогично с цоизитовыми минералами ведет себя и сфен, совершенно отсутствующий в канском комплексе, где единственными титановыми минералами являются пльменит (главным образом), рутил (редко) и, по-видимому, биотит.

5. Слюды развиты очень широко в метаморфических породах Южно-Енисейского кряжа, причем мусковит в своем распространении и генезисе всегда связывается с пегматитовой инъекцией. Условия образования биотитовых слюд сложнее и разнообразнее. В генетически разнородных породах свойства биотита изменяются довольно закономерно. В канском комплексе биотит обладает светлой оранжевой (под микроскопом) окраской и распространяется преимущественно в гранатовых гнейсах. Своеобраз-

ная окраска биотита, очевидно, обусловлена малым содержанием железа. Последнее в этих породах связано почти целиком в альмандиновую молекулу. Не исключается возможность того, что тут сказывается и примесь титана, который несомненно входит в состав биотита, ибо во многих случаях при повторном метаморфизме наблюдается разложение первичного биотита с образованием иголочек рутила и мелких зернышек сфена. В енисейском комплексе, а также во всех контактовых зонах распространен обычный бурый и иногда зеленый биотит, причем последний характерен для низкотемпературного метаморфизма и развит вдали от контактов и зон инъекций.

6. Среди минералов группы дистена в Южно-Енисейском крыже встречены только силлиманит и дистен, хотя несколько севернее — в контактовых зонах Татарского и Чиримбинского плутонов — широко распространен и андалузит. Силлиманит обнаруживается в гнейсах канского и енисейского комплексов, а также в зонах инъекций Посольненской и, видимо, Таракской интрузий, причем в канском комплексе первичный силлиманит наблюдался только в пересыщенных глиноземе породах в ассоциации с кордиеритом, шпинелью и иногда корундом. Дистен встречается исключительно в зонах инъекций формации слюдоносных пегматитов и совершенно отсутствует в канском комплексе. Мировой опыт также показывает, что кианитовые месторождения всегда связываются с пегматитовыми инъекциями и зонами глубокой пневматолитической переработки различных пород, между прочим, не обязательно первично пересыщенных глиноземе. Очевидно, специфические условия, в которых образуется именно дистен, а не другая полиморфная модификация, создаются самим пегматитом и определяются составом, температурой и концентрацией эманаций, выделяемых пегматитовым расплавом в боковые породы. Несомненно, что другие факторы минералообразования, взятые в отдельности или вместе, но без учета влияния летучих компонентов, никакой роли в образовании дистена не играют. Условия «средних» температур, высокого общего давления и стресса, на которые обычно ссылаются как на факторы, определяющие появление дистена [Грубенман, Ниггли, 1933; Харкер, 1937; Коржинский, 1940], существовали и в канском, и в енисейском комплексах, и в контактах с различными интрузиями, однако кроме зон пегматитовой инъекции с глубокой пневматолитической переработкой первичных пород дистен в Южно-Енисейском крыже не встречен нигде. В противоположность дистену силлиманит не так требователен к обстановке метаморфизма и образуется в контактовых зонах пегматитов, в зонах мигматизации и даже в обстановке регионального метаморфизма (канский комплекс), но в последнем случае только в породах, пересыщенных глиноземе. Температура образования силлиманита, судя по характеру парагенезисов, в общем выше, чем температура образования дистена, что подтверждается вообще почти всеми исследователями [Грубенман, Ниггли, 1933; Полканов, 1935, с. 12; Коржинский, 1940, с. 72; и др.]. Здесь же следует отметить, что в аналогичных с дистеном условиях образуется и ставролит, который в Южно-Енисейском крыже также встречается в ассоциации с альмандином, биотитом и мусковитом в зоне инъекций слюдоносных пегматитов, но преимущественно в периферической ее части, что, по-видимому, связывается с более низкой температурой образования ставролита. В заключение отмечу, что, с моей точки зрения, следует особенно возражать против представления о дистене и ставролите как о «стрессовых» минералах. К этому же выводу приходит Д. С. Коржинский

[1940, с. 17]. Это представление, очевидно, основано только на том, что дистенсодержащие породы обычно имеют характер слюдяно-дистеновых сланцев. Но в определении условий образования дистена ведущим должен быть парагенезис его с мусковитом — типичным минералом пневматолита, а не сланцеватость дистеновых пород — признак вторичный, определяемый в значительной мере их минералогическим составом. О ничтожной роли стресса в генезисе дистена и ставролита говорит и факт нахождения их в пегматитовых (дистен) и кварцевых (ставролит и дистен) жилах.

7. Гранаты являются весьма распространенной в Южно-Енисейском кряже группой минералов, между прочим, любопытной в том отношении, что представители ее выступают как вполне устойчивые во всех метаморфических комплексах и многих контактовых зонах. К сожалению, в моем распоряжении нет химических анализов гранатов различного происхождения и судить об их составе приходится только на основании данных валового анализа породы, по характеру парагенезиса и отчасти по показателям преломления. В канском комплексе они распространяются в кислых гнейсах, где ассоциируют с калиевым полевым шпатом, плагиоклазом, биотитом и гиперстеном, но никогда не встречаются совместно с роговой обманкой и диопсидом. Гранаты эти представлены альмандином с весьма высоким содержанием пироповой молекулы.

В изменившихся в результате повторного инъекционно-контактового метаморфизма условиях эти гранаты оказываются неустойчивыми. Например, в контактовой зоне Таракской интрузии за счет первичного альмандин-пиропового граната наблюдается образование нового граната с большим показателем преломления, по-видимому, почти чисто альмандинового состава, при одновременном образовании кордиерита. В контактовых зонах Посольненской, Нижнеканской, Белогорской интрузий альмандин-пироповые гранаты, вероятно, вообще неустойчивы, причем в этих зонах совершенно обычны полные псевдоморфозы биотита по гранату, а среди гнейсов енисейского комплекса также обычны разности, состоящие из кварца, плагиоклаза и биотита, но химически вполне тождественные гранатовым гнейсам канского комплекса. Такая же биотитизация граната гранатовых гнейсов канского комплекса наблюдается и в контактовой зоне Таракской интрузии, но здесь этот процесс менее характерен. Явления эти, очевидно, связываются с эманационной деятельностью интрузий. В контактах с Посольненской интрузией также образуется новый гранат, только уже при повторном метаморфизме пироксен-плагиоклазовых пород или древних диабазов, причем структурные отношения показывают, что появляется он в результате реакции между ортопироксеном (реже клинопироксеном) и плагиоклазом. В пироксен-плагиоклазовых породах молекулярное количество MgO в три раза превышает количество FeO , поэтому надо думать, что вновь образующийся гранат имеет существенно пироп-гроссуляровый состав с подчиненной ролью альмандиновой молекулы, т. е. приобретает уже характер эклогитового граната. Между прочим, процесс гранатизации пироксен-плагиоклазовых пород — контактовый процесс и никакого отношения к повышению давления не имеет, хотя эта реакция образования граната за счет пироксена и анортита обычно и приводится в качестве иллюстрации «закона объемов».

8. Весьма характерны для различных метаморфических комплексов пироксены и амфиболы. Ортопироксены распространяются только в канском комплексе и являются для него руководящими минералами. Моноклинные пироксены изредка встречаются и в енисейском комплексе. Но

здесь они в общем не типичны и обычно замещены обыкновенной роговой обманкой. Наоборот, первичных роговых обманок нет среди минералов канского комплекса, хотя они весьма характерны для енисейского. В мурожно-татарском комплексе устойчив только актинолит. В контактовых зонах различных интрузий все пироксены, в первую очередь ромбические, а затем и моноклинные, замещаются роговой обманкой и биотитом.

9. Характерно, наконец, распределение редкоземельных минералов. Для канского комплекса и Тараской интрузии свойствен монацит, для енисейского и Посольненской интрузии — ортит. Очевидно, и здесь сказываются различные фациальные обстановки.

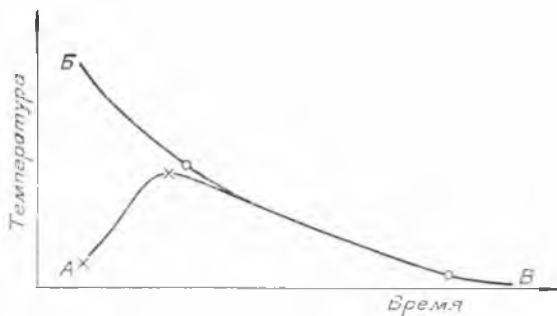
Перейдем теперь к вопросу об общих направлениях метаморфических процессов и роли тех или иных факторов в различных типах метаморфизма, установленных для Южно-Енисейского края.

В современной геологической литературе громадным большинством авторов образование кристаллических сланцев связывается с магматической деятельностью. В особенно категорической форме это постулировано Д. С. Коржинским, который особо подчеркивает, что «всякий метаморфизм силикатных пород связан с магматическими явлениями и совершается под непосредственным воздействием магмы или постмагматических растворов» [Коржинский, 1940, с. 31]. Геологические наблюдения в Южно-Енисейском крае показывают, что такое утверждение неправильно и что кроме явлений различных магматических метаморфизмов в данной области широко развит «региональный», или точнее «дислокационный» метаморфизм, иногда принимающий характер «плутонометаморфизма» [Тиррель, 1933, с. 234; Грубенман, Ниггли, 1933, с. 123], не обусловленный магматической деятельностью. Канский метаморфический комплекс можно считать классическим примером комплекса кристаллических сланцев, сформировавшихся в условиях глубинного плутонометаморфизма и без активного участия ювенильной магмы. Подробный разбор условий образования пород канского комплекса приведен выше. Здесь же я отмечу только, что основными полевыми доказательствами подобного происхождения канского комплекса являются: региональное его развитие на громадных площадях с сохранением полной равномерности степени метаморфизма (фациальности), независимость степени метаморфизма от магматических очагов, наложенность явлений контактового метаморфизма, палингенное происхождение синхронных с метаморфизмом чарнокитов. В качестве другого примера более или менее чистого проявления дислокационного метаморфизма может рассматриваться мурожно-татарский комплекс.

Вызывает возражение также другое утверждение Д. С. Коржинского о том, что «всякий метаморфизм идет в основном при падающих температурах» [1940, с. 11]. С моей точки зрения, это справедливо только для случая магматического метаморфизма, сопровождающегося выделением из магмы больших количеств химически активных эманаций. Во всех же других случаях, т. е. в случае преимущественно термального контактового метаморфизма и, тем более, дислокационного или регионального, как это убедительно доказано А. Харкером [1937, с. 17—20], метаморфизм идет в основном при повышающихся температурах. «Породы приходят к равновесию значительно скорее при повышении температуры и возрастании стресса, чем при понижении того и другого. Несомненно, что многие из химических реакций, характеризующих метаморфизм горных пород, являются обратимыми, но фактически они не идут обратно, когда условия, вызвавшие их, перестали существовать. Минералы более высокие

Рис. 24. Соотношение роговиковой перекристаллизации и контактового метасоматоза.

Изменение температур: в контактовых породах — линия А — В, в магме и эманациях — линия Б — В. Крестиками отмечены начало и конец процесса роговиковой перекристаллизации, кружками — начало и конец контактового метасоматоза.



стадий вместо того, чтобы превращаться в другие низкотемпературные продукты, обычно сохраняются в своем виде, указывая достигнутый метаморфизмом уровень» [Харкер, 1937, с. 18]. В самом деле, мы должны представить себе, что в обстановке поднимающихся температур скорость реакций между фазами возрастает исключительно быстро и именно при максимальной температуре метаморфического процесса имеется наибольшая возможность к перекристаллизации с образованием наиболее совершенной равновесной системы. Смена условий в метаморфизующейся толще рано или поздно приведет к падению температуры, но благодаря большой инертности высокотемпературной равновесной системы, а также быстрому уменьшению скорости реакций, обратного процесса, т. е. процесса приспособления к низким температурам, в нормальном случае мы не наблюдаем. Образовавшиеся в обстановке дислокационного или термального (контактового) метаморфизма кристаллический сланец или роговик представляют очень устойчивую систему. Подаром даже наиболее древние кристаллические сланцы (например, канского комплекса) отличаются исключительной свежестью компонентов. Эта весьма инертная система, находящаяся при низких температурах в ложном равновесии, благодаря бесконечно малой скорости реакций между компонентами, может быть разрушена только энергичным вмешательством какого-то постороннего агента, например магматических эманаций, или же в случае тонкого ее механического измельчения. Выше описаны бластомилониты, характеризующиеся минеральными ассоциациями енисейского комплекса, но залегающие внутри совершенно свежих кристаллических сланцев канского. Примеры полного разрушения минеральных ассоциаций канского комплекса с появлением новых в инъекционно-контактных зонах интрузий многочисленны. Таким образом, мы должны принять, что метаморфизм, не сопровождающийся энергичным магматическим метасоматозом, идет при повышающихся температурах, в то время как последний — при падающих. На рис. 24 сделана попытка показать соотношения процесса роговиковой перекристаллизации и метасоматического метаморфизма. Нужно иметь, однако, в виду, что температура начала бурного выделения эманаций в боковые породы, т. е. начала резкого проявления контактового метасоматоза, различна и зависит от фаціальности интрузии и состава магмы; в большинстве же случаев, как это и показано на рис. 24, метасоматоз начинается позже завершения роговиковой перекристаллизации. В случае дислокационного метаморфизма метасоматоз нормально отсутствует. Соответственно этому в роговиках и контактовых кристаллических сланцах значительно чаще наблюдаются следы замещения высоко-

температурных минералов низкотемпературными, нежели в кристаллических сланцах динамометерального происхождения.

В соответствии с изложенным выше находятся и некоторые характерные особенности метаморфических пород различного происхождения.

Для кристаллических сланцев дислокационного (регионального) метаморфизма и плутометаморфизма характерны гранобластические («равновесные») структуры, свежесть компонентов, отсутствие неравновесных минеральных ассоциаций и явлений замещения низкотемпературными минералами. Теми же свойствами должны отличаться и чисто термальнометаморфизованные породы (роговики), но они относительно редки, ибо термальный метаморфизм чаще нормально сменяется метасоматозом.

Для продуктов контактового метасоматоза в противоположность этому типичны одновременное присутствие высоко- и низкотемпературных минералов, а также явления замещения первых последними, с чем связывается и обычная несвежесть («разложенность») большинства минералов, обилие их водосодержащих разностей. Ясно выраженные структуры замещения, по-видимому, наблюдаются только при быстром падении температур в контактовой зоне.

Но вернемся к вопросу о дислокационном (региональном) метаморфизме и его возбудителях. Как уже отмечено, в настоящее время господствуют представления о кристаллических сланцах как регионально-контактовых образованиях, причем Д. С. Коржинскому даже «кажется странным, что в умах некоторых геологов еще сохранились представления о „динамометаморфизме“ или даже „плутометаморфизме“ (т. е. метаморфизме путем простого погружения участка земной коры), хотя убедительные возражения против этих теорий выставил еще Е. Вейншенк. Геологические наблюдения, как известно, не оставляют никаких сомнений в существовании неразрывной связи между метаморфическими и магматическими явлениями» [Коржинский, 1940, с. 30—31]. Выше были приведены полевые геологические доказательства независимости дислокационного (регионального) метаморфизма от интрузий. Сейчас же я хочу попытаться доказать закономерность и неизбежность этого сорта явлений в истории развития Земли.

Прежде всего нужно отметить один очень крупный недостаток в современном состоянии науки петрологии. Дело в том, что если собственно петрогенетические процессы (т. е. процесс кристаллизации магмы, ее эманационная деятельность, процесс метаморфизма и т. д.) изучены в настоящее время более или менее полно и в основном сформулированы более или менее правильные представления об общих их закономерностях, то процессы образования магмы остаются проблемой неразработанной. Совершенно очевидно, что давно пора отбросить метафизическое представление о существовании вечных «родоначальных» магм, временами приходящих в движение и являющихся причиной вулканизма и метаморфизма. В такой обычной для многих петрографов постановке вопроса «магма» приобретает какое-то мистическое значение, как некоторая таинственная субстанция, существующая изначала и несущая в себе все качества, которые требуются геологу для объяснения тех или иных явлений. На самом деле формирование, т. е. рождение, изверженной горной породы в то же самое время является процессом умирания магматического очага и обуславливается в конечном счете потерей энергии последним [Заварицкий, 1926, с. 200—203]. Но, очевидно, это только одно звено в

сложной цепи процесса превращения материи Земли. При решении проблем магматической петрологии совершенно обязательно постановка вопроса о **рождении магмы**, ибо умереть не родившись магма не может. Рождение магм, являясь процессом периодическим, точно так же, как и их интрузии, должно иметь место в определенные революционные этапы развития Земли, причем процесс этот обязательно должен связываться с притоком энергии в зону рождения магмы. Лишь встав на эту единственно правильную точку зрения о периодическом возникновении (рождении) магмы, мы можем правильно решить вопрос о соотношениях вулканизма и метаморфизма, о связи их с тектогенезом. В складчатых зонах, особенно в зонах развития кристаллических сланцев, только кислые интрузии пользуются широким распространением, и нам достаточно ограничиться здесь анализом соотношений **кислого вулканизма и метаморфизма**.

В настоящее время трудно говорить об источниках и характере энергии, необходимой для перехода в жидкое состояние значительных масс древних пород, т. е. для рождения магмы. Здесь могут играть роль вспышки энергии, связанные с распадом атомных построек или с другими превращениями материи Земли, но не последнюю роль, по крайней мере, в рождении кислых магм, по-видимому, играет и процесс превращения кинетической энергии движения в тепловую в связи с тектогенезом, независимо от того, какими бы ни были источники этой энергии. В самом деле, приуроченность кислых интрузий к складчатым зонам общеизвестна и не случайна. Общепризнанна также связь кислого вулканизма с тектогенезом. Кроме того, сейчас твердо установлено, что собственно жидкая кислая магма появляется и поднимается в верхние слои литосферы после главной складчатости, причем, по мнению М. А. Усова [1936, с. 19], с которым нельзя не согласиться, «складчатость является основной формой тектогенеза, ибо она обусловлена скачками сжатия, как ведущего момента в противоречивом процессе развития Земли, а вулканизм является выражением временной победы расширения».

Таким образом, если мы не пожелаем оставаться с представлениями о родоначальной вечной магме и признаем периодическое возникновение (рождение) магмы, то придем к выводу о том, что кислая магма **рождается** в связи с тектогенезом и интродуцирует в верхние слои литосферы **после** главной складчатости. Логично думать, что именно тектогенез (точнее, фаза сжатия) подготавливает материю Земли к переходу в расплавленное состояние, к скачку в развитии природного процесса, являющемуся выражением перехода количественных изменений в качественные. Именно, в результате тектогенеза некоторые участки — наиболее глубокие зоны орогена — приходят в такое состояние, когда разряд какой-то энергии, или резкое понижение давления, как думает М. А. Усов, приводит их в состояние движения (жидкое).

Как же сжатие проявляется в массах горных пород орогенной зоны? Часть результатов сжатия мы хорошо знаем — это складчатость, рассланцовка, дробление горных пород. Но в фазу сжатия огромные массы орогенной зоны приходят в движение, причем только незначительная часть кинетической энергии движения переходит в потенциальную энергию внутренних напряжений, большая же часть затрачивается на трение и переходит в свой тепловой эквивалент. Учитывая реальную обстановку движения масс в орогенной зоне, мы должны признать, что трение, проявляющееся в форме внутреннего трения при пластических деформа-

циях и трения блоков и частиц горных пород и минералов при дроблении и дифференциальных подвижках деформирующихся масс, играет громадную роль, и соответственно мы должны ожидать при этом освобождение колоссальных количеств тепла [Кропоткин, 1937]. Большинство тектонистов обычно забывают об этом втором результате движения масс в орогенных зонах, сосредоточивая все свое внимание на анализе деформаций.

Нужно, впрочем, оговориться, что очень большую роль должна играть скорость процесса. При очень медленной деформации выделяющееся тепло будет рассеиваться и этим, по-видимому, объясняется известный факт отсутствия метаморфизма в некоторых дислоцированных мощных геосинклинальных толщах. Значительное повышение температур в орогене возможно только при быстром сжатии, т. е. при действительно революционном ходе тектогенеза. Очевидно, в разных случаях сжатие идет разными темпами и приводит к различным результатам — различным формам складчатости, сланцеватости, метаморфизма и т. д.

Таким образом, мы должны признать, что еще в фазу сжатия, т. е. до появления магмы, массы пород в пределах орогена в связи с фазой сжатия деформируются, частично механически измельчаются и разогреваются, т. е. в них осуществляются все условия, необходимые для метаморфизма, растворитель же всегда имеется в виде коннатной и абсорбированной коллоидами воды. Разогревание орогенной зоны несомненно — это неизбежное следствие тектогенеза. Но может возникнуть вопрос, достигаются ли при этом температуры, достаточные для проявления метаморфизма? Никаких математических расчетов до сих пор не произведено, и мы должны обратиться к анализу некоторых природных явлений. Мне кажется, лучше всего доказывают наличие разогревания орогенной зоны в связи с ее сжатием факты проявления дислокационного (регионального) метаморфизма до внедрения кислой магмы, что отмечается очень многими исследователями, а также факты перерастания метаморфизма в палингenez, каковой процесс многими исследователями опять-таки ставится в связь с тектогенезом. Небезынтересно также привести высказывания некоторых геологов по этому вопросу. А. Харкер, например, прямо утверждает, что «кажется более естественным считать интрузии за обычную частность регионального метаморфизма, нежели принимать их за причину последнего», и несколько дальше, «особенности тонкого проникновения интрузий в породы континента свидетельствуют, что последние имели высокую температуру еще до внедрения гранитной магмы» [Харкер, 1937, с. 181]. Я. Кэмпбел и Дж. Мэксон [1939] подчеркивают, что архейские осадки и базальтовые лавы района Большого Каньона в Колорадо были собраны в складки и метаморфизованы до инъекции гранитов, с чем связано только местное усиление степени метаморфизма. Изучение кристаллических сланцев Южно-Енисейского кряжа доказывает то же самое — в канском комплексе, например, его плутонометаморфизм определенно не был связан с какой-либо «ювенильной» магмой, а осадки нижнего протерозоя, несомненно, были метаморфизованы еще до инъекции посольненских гранитов. Совершенно определенно по этому вопросу высказываются М. Лужон [Lugeon, 1930] и П. Н. Кропоткин [1937], которые считают, что в процессе раздавливания геосинклинали затрачивается громадное количество механической энергии, которая целиком трансформируется в свой тепловой эквивалент, причем освобождающегося тепла с их точек зрения достаточно не только для метаморфизма, но и для переплавления части геосинклинальных отложений.

Между прочим, возможность палингенного происхождения кислых магм признается очень многими крупными учеными (Ж. Седерхольм, П. Эскола, С. Бубнов, М. А. Усов и др.), причем некоторые из них, например П. Эскола [Eskola, 1932], определенно говорят о связи палингенеза с явлениями орогена. Ф. Отс и Б. Тамперлей [1937] признают «центральный» гранит территории Танганьики палингенным образованием, причем, разбирая вопрос о соотношениях между палингенезом и метаморфизмом, они приходят к выводу, что метаморфизм непосредственно предшествовал палингенезу и был более ранним выражением затянувшегося процесса, в результате которого произошло расплавление мощных толщ метаморфических пород. Прекрасный пример наиболее глубокой зоны метаморфизма, являющейся в то же самое время зоной рождения магмы, мы видим в канском метаморфическом комплексе, где различные вениты и чарнокиты фиксируют как бы различные стадии формирования и отщепления палингенной магмы, а канский комплекс представляется как бы фотографией процессов глубинного метаморфизма и магмообразования. Замечательной особенностью этого случая является то обстоятельство, что метаморфизм здесь представляет собой ведущий процесс, магма же — как бы производное и частное проявление метаморфизма.

Таким образом, мы должны допустить возможность проявления в орогене метаморфизма, не связанного с магматической деятельностью, метаморфизма, который и заслуживает названия **дислокационного** или **регионального**, каковые названия удачно отражают причину и характер метаморфических процессов и проявление его в пределах всей осевой зоны орогена. Метаморфизм этот, очевидно, закономерное следствие тектогенеза, причем соотношения между складчатостью, кислым вулканизмом и дислокационным или региональным метаморфизмом нужно представить себе следующим образом. Замыкание и раздавливание геосинклинали ведет к складчатости, разрывам и дроблению пород геосинклинальной толщи, а также сопровождается повышением температуры в пределах орогена, что также является в основном с переходом кинетической энергии в тепловую. Температурный режим в различных глубинных зонах орогена определяется: 1) количеством тепла, освобождающегося при этой трансформации энергии; 2) геотермическим градиентом; 3) скоростью процесса и отдачей тепла в мировое пространство, причем совершенно очевидно, что температура в деформирующейся геосинклинальной толще быстро нарастает в глубоких ее частях [Кропоткин, 1937]. В верхних зонах орогена высокие температуры не достигаются и метаморфизм выражается в развитии сланцеватости срезания, т. е. имеет существенно механический характер. В наиболее глубоких же зонах развиваются настолько высокие температуры, что иногда достигается возможность перехода тех или иных участков геосинклинальных отложений в расплавленное состояние, т. е. наступает рождение палингенных магм, причем, согласно П. Эскола [Eskola, 1932a, b], это плавление имеет селективный характер и выплавляющаяся магма — гранитный состав.

Наиболее глубокая зона орогена вообще является зоной рождения кислых магм, причем палингенез, как крайнее выражение плутометаморфизма, по-видимому, только один из возможных способов магмообразования.

Таким образом, раздавливание геосинклинали закономерно ведет к дислокационному метаморфизму пород орогенной зоны, причем нарастание температур и гидростатического давления с глубиной определяет

для каждой зоны метаморфизма свои условия и свои минеральные ассоциации, определяющие, в свою очередь, принадлежность комплекса к той или иной глубинной зоне, причем в пределах орогена температурные зоны метаморфических пород в общем совпадают с фациями глубинности.

Но родившаяся на глубине в процессе тектогенеза кислая магма приобретает способность к самостоятельному движению, и процесс перерастает в свою противоположность. По завершении складчатости находящаяся на глубине под колоссальным давлением магма получает возможность самостоятельного поднятия в верхние зоны литосферы, в области меньшего давления. Совершенно очевидно, что осадочные толщи этих верхних зон ко времени прихода интрузии уже испытали складчатость, рассланцовку и дислокационный (региональный) метаморфизм, в общем синхронный с метаморфизмом и временем рождения магмы на глубине, но характеризующийся минеральными ассоциациями, свойственными глубине его проявления и тем более низкотемпературными, чем выше располагается данная зона. И вот магма, родившаяся на большой глубине и пришедшая на малые глубины, оказывается в противоречии с окружающими породами. Система «магма — континент» неравновесна, причем степень неравновесности определяется существенно разницей температур магмы и вмещающих пород и различием их химизма. В стремлении создать новое, свойственное данной обстановке равновесие, она ассимилирует боковые породы, отдавая одновременно последним избыток тепла и свои составные части, т. е. вызывая контактовые метаморфизмы различного типа. Зависимость характера контактового метаморфизма от состава магмы и боковых пород, а также от глубины становления интрузии в настоящее время хорошо изучена, и на этом вопросе можно не останавливаться. Необходимо обратить внимание только на одно обстоятельство, обычно упускающееся из виду исследователями метаморфических пород. Только на малых глубинах (в эпизоне) различие в характере минеральных ассоциаций кристаллических сланцев дислокационного (регионального) метаморфизма и минеральных ассоциаций контактового метаморфизма настолько велико, что наложенность контактового метаморфизма на дислокационный устанавливается без труда. При формировании же интрузии в обстановке средних глубин минеральный состав дислокационно метаморфизованных сланцев очень близок составу контактовых пород, и в этом случае разграничить продукты раннего дислокационного метаморфизма от таковых наложенного контактового чрезвычайно трудно, к тому же и контактовый метаморфизм здесь обычно сопровождается инъекционными явлениями, благодаря чему контактовая зона, сложенная различными кристаллическими сланцами, принимает неясный расплывчатый характер. На наибольших же глубинах — в зоне рождения магмы — вообще исчезает различие между дислокационным и контактовым метаморфизмом. Примеры таких отношений мы имеем в Южно-Енисейском кряже. Наложность инъекционно-контактового метаморфизма, обусловленного Посольенской интрузией, на дислокационный метаморфизм (филлитизацию) нижнего протерозоя выступает отчетливо, но почти невозможно разобраться в продуктах и процессах формирования среднеглубинного енисейского метаморфического комплекса, пронизанного интрузией древних ортогнейсов (таракских).

Изложенное выше позволяет прийти к следующим выводам.

1. Дислокационный метаморфизм и кислый вулканизм возникают в результате тектогенеза, представляя различные и самостоятельные формы движения материи Земли, причем дислокационный метаморфизм, как и складчатость, проявляется в фазы сжатия, а вулканизм — в фазы расширения.

2. Дислокационный метаморфизм всегда предшествует во времени как кислым интрузиям, так и обусловленному ими контактовому метаморфизму.

3. В зоне рождения магмы различий между дислокационным и контактовым метаморфизмом нет — они сливаются здесь в единый глубинный метаморфизм, который удобно назвать плутонометаморфизмом [Тиррель, 1933, с. 236]. Чем меньше глубина кристаллизации магмы, тем больше противоречия между магмой и вмещающими породами, тем сильнее и заметнее контактовый метаморфизм, всегда накладывающийся на дислокационный.

Наконец, несколько слов по вопросу о рациональном выделении фаций метаморфических пород. Работы П. Эскола [1936] и, особенно, Д. С. Коржинского [1937, 1940] исключительно интересны и создают буквально целую эпоху в истории петрологии. Но, мне кажется, необходим дифференцированный подход к процессам дислокационного (регионального) и контактового метаморфизмов.

В случае проявления чистого дислокационного метаморфизма достаточно выделять только фации глубинности, ибо в этом случае температура повышается одновременно с глубиной (давлением). В случае же контактового метаморфизма кроме фаций глубинности необходимо выделять температурные субфации, так как температуры закономерно падают с удалением от контакта (в горизонтальном направлении), давление же остается одинаковым.

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ТЕКТониКИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Внутренняя тектоника метаморфических и магматических формаций за недостаточностью наблюдений (что определилось масштабом съемок) не всегда могла быть полностью расшифрована. Значительно более ясными оказываются структуры осадочных формаций, хотя последние и развиты в Южно-Енисейском кряже. Основные сведения о них были приведены при описании соответственных образований, здесь же можно напомнить только некоторые общие положения.

Толща кристаллических сланцев канского метаморфического комплекса собрана в мелкие складки довольно выдержанного северо-западного простирания с преобладающим падением на северо-восток под довольно крутыми углами. Нередко, впрочем, наблюдались и иные простирания и очень пологие падения. Для нее, кроме того, характерно развитие мелкой дополнительной, как бы птигматитовой, складчатости. Очевидно, во время метаморфизма толща кристаллических сланцев представляла весьма пластичную массу, легко деформирующуюся при относительно незначительных нажимах. Очень характерной является массивность метаморфических пород комплекса, причем кристаллизационная сланцеватость развита слабо, а очень часто ее вовсе нет. Однако, даже в совер-

шенно массивных пироксен-плагноклазовых породах ориентировка минеральных их компонентов вполне закономерна.

В енисейском метаморфическом комплексе преобладающее простирание складок то же самое, т. е. северо-западное. Складчатость этого метаморфического комплекса имеет значительно более спокойный характер и в сравнительно редких поперечных разрезах можно наблюдать крупные, хорошо выраженные синклинальные и антиклинальные складки. Породы комплекса богаты волокнистыми и пластинчатыми минералами (амфиболы, слюды), кристаллизационная сланцеватость в них выражена очень резко. Любопытной особенностью обоих архейских метаморфических комплексов является то обстоятельство, что кристаллизационная сланцеватость (и закономерная оптическая ориентировка зерен) повторяет все контуры складок и часто следует истинной слоистости формаций.

Мурожно-татарский метаморфический комплекс по всем признакам обладает совершенно самостоятельной тектоникой и, в частности, выдержанным север-северо-восточным простиранием складок. Весь комплекс образует несколько крупных пологих складок с осями, погружающимися на север-северо-восток, причем трансгрессивное налегание его на кристаллические сланцы архея представляется совершенно очевидным. Но эти крупные складки осложнены мелкими пережатými складочками, которые к тому же совершенно затушеваны сильно развитой кристаллизационной сланцеватостью, всегда крутопадающей и контролирующей только кливажем. Впрочем, и здесь местами, главным образом в замках складок, наблюдается мелкая гофрировка поверхностей сланцеватости.

Усть-ангарские известняки и удерейские сланцы имеют опять преобладающее север-северо-западное простирание складок и явно трансгрессивно налегают на породы мурожно-татарского комплекса. В этом комплексе, несмотря на геосинклинальный его характер, складки довольно открытые и иногда пологие, местами же пережаты, осложнены складками второго порядка и слегка опрокинуты на запад. В глинистых сланцах регионально развита сланцеватость.

Нижняя доломитовая формация характеризуется развитием простых складок северо-восточного простирания с падением крыльев под углом $30-45^\circ$. Глинистые горизонты поражены грубым кливажем.

В верхней доломитовой формации мы наблюдаем уже широкие и очень пологие складки с падением крыльев $15-30^\circ$, редко более крутым, и ясно выраженной тенденцией к развитию брахискладчатости. Впрочем, в крыльях крупных складок и здесь иногда замечается развитие складочек второго порядка, иногда крутых и даже опрокинутых. Сланцеватость отсутствует и даже окаменение глинистых пород не является полным. Дислоцирована формация в ином плане, чем нижняя доломитовая, причем пространственно она ассоциирует с нижним кембрием, обычно выступая в ядрах антиклинальных складок, крылья которых сложены красноцветным кембрием.

Красноцветный нижний кембрий трансгрессивно, но с небольшим угловым несогласием залегает на верхнем протерозое, причем собран он в пологие крупные складки. Более крутые углы падения наблюдаются только вблизи крупных дизъюнктивов. Более юный красноцветный палеозой (силур или девон), развитый по юго-восточной окраине кряжа, лежит почти горизонтально. В общем же все палеозойские формации, а также юрская буроугольная толща выступают только в краевых частях кряжа, залегают трансгрессивно на докембрийских образованиях и падают в

общем периклинально в стороны от кряжа под очень небольшими углами, намечая тем самым антиклинальную его структуру.

Таким образом, напряженность складчатости и сланцеватости, а также характер проявления кристаллизационной сланцеватости в Южно-Енисейском кряже изменяются в формациях различного возраста совершенно закономерно, намечая тем самым как бы вертикальную (возрастную) зональность их внутренних структур.

Важный структурный элемент для Южно-Енисейского кряжа — дизъюнктивы, проявляющиеся главным образом в виде зон милонитизации, поражающих особенно сильно канский и енисейский метаморфические комплексы и Таракскую гранитную интрузию. Заложение этих зон в породах канского комплекса, вероятно, имело место еще во время складчатости енисейского комплекса, причем подвижки по ним повторялись неоднократно, но в основном закончились ко времени внедрения нижнеканских гранитов, которые почти не несут следов давления. Намечается, что вдоль некоторых из этих зон ориентировались инъекции слюдоносных пегматитов. Значительно более юными являются зоны смятия и смещения северо-восточного простирания, нередко минерализованные. Очень может быть, что эти нарушения одновременны с большим Ангарским сбросом, который прослежен вдоль р. Ангары от мыса Гребень и до дер. Каменки. Ангарский сброс на этом участке отделяет нижнюю доломитовую формацию от верхней доломитовой и красноцветного кембрия, причем по направлению к востоку он совершенно явственно разветвляется и постепенно затухает. Несколько более древними являются дизъюнктивы примерно меридионального простирания, изображенные на картах А. К. Мейстера [1936], один, отделяющий гребенскую свиту от удерейских сланцев (западнее мыса Гребень), другой — свиту филлитов от свиты кварцитов Сухого хребта (ниже р. Большой Мурожной). Во всяком случае сбросы северо-восточного простирания смещают меридиональные нарушения.

Наконец, весьма характерно для Южно-Енисейского кряжа резкое проявление глыбовых складок большого радиуса, заметно погружающихся на север, что проявляется в распределении мезозойских и более юных отложений и частично в рельефе. Этой глыбовой складчатостью захвачены все древние формации кряжа, но отражение ее мы видим и в наиболее молодых — мезозойских, и, может быть, еще более юных толщах. Этой глыбовой складчатостью в основном и обусловлено существование Южно-Енисейского кряжа как такового. Как показывают последние исследования, Южно-Енисейский кряж представляет собой не горст, а крупное антиклинальное вздутие, в ядре которого выступают метаморфические и магматические формации докембрия, а в крыльях — относительно полоого залегающие палеозой и мезозой. Намечается, кроме того, что это антиклинальное вздутие оказывается осложненным несколькими прогибами северо-западного направления, по которым далеко в тело Южно-Енисейского кряжа заходят «заливы» палеозойских и мезозойских отложений. Такие прогибы намечаются по линии рек Тель — Ильинка, а также линии Казачинск — Александровка — Дзержинское — Канск.

Сочетанием складчатостей различного типа и возраста с магматической деятельностью и дизъюнктивами и определяются некоторые особенности состава и внутренней структуры формаций, а также современное распределение последних на территории Южно-Енисейского кряжа.

Внутри кряжа, таким образом, могут быть выделены следующие основные структурные единицы:

1) древняя архейская глыба, сложенная кристаллическими сланцами канского и енисейского метаморфических комплексов и пронизанная большим количеством кислых интрузий. Она составляет осевую часть кряжа, причем на юге и востоке перекрывается непосредственно палеозоем, а на севере погружается под мощную толщу складчатого протерозоя;

2) нижнепротерозойские складки мурожно-татарского комплекса, закрепленные и метаморфизованные Посольненской интрузией и слюдоносными пегматитами, участвуют в строении синклинальных прогибов в северной части архейской глыбы и выступают в ядре крупной антиклинальной структуры к северу от р. Ангары;

3) среднепротерозойские складки северо-западного простиранья, сложенные усть-ангарскими известняками и удерейскими сланцами и располагающиеся в крыльях упомянутой антиклинальной структуры. Геосинклинальные толщи среднего протерозоя слагают, судя по литературным данным, почти весь Енисейский кряж к северу от р. Ангары, и эта часть (главная) Енисейского кряжа может быть выделена как единая складчатая среднепротерозойская структура, в осевой части пронизанная гранитными интрузиями и осложненная появлением в ядрах антиклиналей нижнего протерозоя;

4) пологие складки глинисто-доломитовых толщ верхнего протерозоя восточной окраины Енисейского кряжа. От геосинклинальных складчатых толщ среднего протерозоя они отделены крупным дизъюнктивом, причем структуры этой зоны близки структурам красноцветного нижнего палеозоя Среднесибирской платформы;

5) складки красноцветного нижнего палеозоя Среднесибирской платформы, обрамляющие Енисейский кряж;

6) плоские синклинальные прогибы, выполненные юрскими и более молодыми рыхлыми толщами.

ВЕРОЯТНАЯ ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Южно-Енисейский кряж, как мы видели выше, обладает очень сложным геологическим строением и весьма длительной историей формирования, внутри которой могут быть намечены следующие основные этапы.

1. Формирование канского метаморфического комплекса включает в себя накопление осадков, состоявших в основном из глинистого, мергелистого, редко песчанистого материала, внедрение основных (диабазовых?) интрузий, складчатость северо-западного простиранья и затем общий глубинный метаморфизм, в результате которого породы данной формации приобрели облик кристаллических сланцев катазоны (фация гиперстеновых гнейсов), а некоторые участки ее испытали полное переплавление с образованием палингенных чарнокитовых интрузий. Канский метаморфический комплекс с полным основанием может быть сопоставлен с архейскими кристаллическими сланцами Анабара и Алданской плиты, а также с комплексом гранатовых гнейсов Кольского полуострова и с чарнокитовым комплексом Индии.

2. После складчатости и метаморфизма канского комплекса, на глубоко денудированной его поверхности накапливается толща глинисто-мер-

гелистого состава, которая, по-видимому, еще до метаморфизма была пронизана основными интрузиями. Толща испытывает складчатость, а затем многократный и сложный дислокационный метаморфизм, усиленный в связи с интрузией таракских гнейсогранитов и генетически связанных с ними ортогнейсов. Этим сложным метаморфизмом осадочная толща, а также некоторые участки более древнего канского комплекса превращены в кристаллические сланцы, характеризующиеся минеральными ассоциациями амфиболитовой фации. Таким образом сформировался енисейский метаморфический комплекс, который, несомненно, имеет также архейский возраст.

3. После внедрения таракских гранитов участок поднимается, причем денудация убирает громадные толщи метаморфических пород и вскрывает гранитную интрузию. В связи с новым прогибом литосферы на размытой поверхности архейских кристаллических сланцев и гранитов снова имеет место накопление мощной геосинклинального характера осадочной толщи, в составе которой кроме преобладающих глинистых сланцев некоторую роль начинают играть известняки и доломиты, а в верхних горизонтах — чистые кварцевые песчаники. Одновременно с накоплением осадков, по-видимому, еще до отложения свиты кварцитов Сухого хребта, происходит массовое внедрение диабазовых даек («древние» диабазы и диабазы таракского типа) и образование пластовых интрузий и экзструзий, которые превращены сейчас в пазиниты и актинолит-хлоритовые сланцы. В результате новой фазы сжатия происходит складчатость этой толщи, а затем дислокационный метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев (филлитизация) и, наконец, интрузии посольненских и нижнеканских гранитов и сопровождающих их пегматитов, с чем опять-таки связывается местное усиление степени метаморфизма. Так, сформировавшийся мурожно-татарский метаморфический комплекс вместе с Посольненской интрузией должен быть отнесен уже к нижнему протерозою.

4. Дальнейшая история района за отсутствием достаточных документов представляется весьма смутной. Вслед за интрузией посольненских и нижнеканских гранитов район испытывает значительную денудацию. На территории Енисейского кряжа идет накопление мощных существенно известково-глинистых толщ (усть-ангарские известняки и удерейские сланцы) среднего (предположительно) протерозоя, которое возможно прерывалось рядом фаз тектогенеза и завершилось мощной складчатостью и внедрением гранитных интрузий (Ангарский гранит; может быть, Белогорская интрузия и щелочные сиениты). Еще до главной складчатости усть-ангарские известняки были интродуцированы оливин-гиперстеновыми диабазами, образующими сейчас пластовые тела в усть-ангарских известняках и широтные дайки в древних формациях.

5. Среднепротерозойской складчатостью и гранитными интрузиями собственно и заканчивается развитие протерозойского Енисейского геосинклинального бассейна и формирование основных структур Енисейского кряжа. Верхнепротерозойские глинисто-доломитовые толщи представляют собой, скорее, отложения платформенного типа, причем в их наиболее верхних горизонтах наблюдаются ясные признаки обмеления бассейна, вообще обладавшего повышенной соленостью (доломиты и магнезиты). Седиментация прерывалась довольно напряженной складчатостью, отделяющей нижнюю от верхней доломитовой формации. Завершилось накопление осадков верхнего протерозоя развитием пологих

брахискладок. Любопытно, что магматической деятельностью верхнепротерозойская складчатость, вероятно, не сопровождалась.

6. Начиная с нижнего кембрия, в пределах Южно-Енисейского кряжа имело место только накопление относительно спокойно залегающих эпиконтинентальных красноцветных толщ нижнего и среднего палеозоя и континентальных отложений карбона и юры. Намечается ряд палеозойских фаз тектогенеза, проявляющихся в угловых несогласиях и размыве нижележащих толщ, между средним и верхним кембрием, между кембрием и девоном, между девоном и карбоном, карбоном и юрой, но вспышки вулканической деятельности, по-видимому, имели место только во время тельбесской фазы тектогенеза, когда сформировались немногочисленные дайки порфиритов, ортофинов, сиенит- и монцонит-порфириров. Не исключена, впрочем, возможность, что Белогорская интрузия, и особенно щелочные сиениты, могут иметь и послепротерозойский возраст. Для решения этого вопроса пока нет объективных данных.

7. В послепермское время Южно-Енисейский кряж продолжает деформироваться, обнаруживая тенденции к развитию плоских глыбовых складок, и в итоге поднимается в виде антиклинального вздутия, осложненного рядом прогибов северо-западного простирания.

Таким образом, Южно-Енисейский кряж имеет весьма сложное строение и длительную историю. Существующие представления об этой области как о существенно каледонской антиклинальной структуре, в ядре которой выступает докембрий [Одинцов, Скабический, 1937; Тетяев, 1938], являются чрезмерным упрощением действительного положения вещей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Геологические исследования показали, что Южно-Енисейский край сложен в основном кристаллическими сланцами и кислыми интрузиями докембрийского возраста. Нормально-осадочный нижний палеозой развит только по окраинам края, где он трансгрессивно перекрывает все докембрийские формации.

2. Канский метаморфический комплекс сложен гранатовыми и гиперстеновыми гнейсами, пироксен-плагиоклазовыми и пироксеновыми породами. Формировался он в условиях фации гиперстеновых гнейсов (по Коржинскому). Во время метаморфизма комплекса имела место интрузия чарнокитовых пород, для которых имеются убедительные доказательства палингенного их происхождения. Комплекс очень характерен по составу и вполне сравним с аналогичными образованиями Индии, Восточной Африки, Алдана и Анабара.

Енисейский метаморфический комплекс является сложным образованием, возникшим частью путем повторного метаморфизма пород канского комплекса, частью за счет более молодой осадочной толщи. Сложен он биотит-плагиоклазовыми гнейсами и плагиоклазовыми амфиболитами, метаморфизован в условиях амфиболитовой фации (в смысле Эскола) и обильно мигматизирован Таракской гранитной интрузией. Оба эти метаморфические комплексы не содержат ни органических остатков, ни неметаморфизованных пород и должны быть отнесены к архею.

Мурожно-татарский метаморфический комплекс представлен преимущественно сланцами эпизоны (филлиты, хлорит-актинолитовые сланцы, празиниты, слюдистые мраморы и кварциты). Дислокационный метаморфизм комплекса усилен в зонах инъекций посольненских гранитов, гнейсов и слюдоносных пегматитов.

3. Средне- и верхнепротерозойские нормально-осадочные формации широко развиты к северу от Ангары, но весьма мало распространены в Южно-Енисейском крае. К среднему протерозою условно отнесен комплекс усть-ангарских известняков и удерейских глинистых сланцев, собранный в складки северо-западного простирания, пронизанный кислыми интрузиями и налегающий трансгрессивно на мурожно-татарский комплекс. Верхний протерозой, развитый по восточной окраине Енисей-

ского крыжа, складывается преимущественно глинистыми сланцами и доломитами и четко разделяется на два отдела (формации), отделенные друг от друга угловым несогласием. Верхняя доломитовая формация содержит обильную флору водорослей. Дислоцирована она слабо, от трансгрессивно залегающего нижнего кембрия отделена только небольшим угловым несогласием и может быть сравнима с синийской свитой Китая.

Докембрийские метаморфические и осадочные комплексы по западной и южной окраинам крыжа трансгрессивно перекрыты красноцветным кембрием и более молодыми палеозойскими и мезозойскими формациями. На поверхности древнего пенеплена крыжа местами сохранились остатки древней красноцветной и каолиновой коры выветривания и продукты ее перетолжения, между прочим, иногда золотоносные.

4. Характерной особенностью Южно-Енисейского крыжа является чрезвычайно широкое развитие кислых (гранитных) интрузий при совершенно подчиненной роли основных, проявляющихся только в дайковой и силловой фациях.

Наиболее древние нижнеархейские чарнокитовые интрузии — типичные палингенные образования.

Таракская верхнеархейская гранитогнейсовая интрузия характеризуется исключительно широко развитыми явлениями гибридизации и сопровождается образованием мигматитов артеритового типа.

Нижнепротерозойский кислый вулканизм может быть расчленен на ряд фаз. Наиболее ранняя — образование мигматитов и мигматитовых гранитов Посольненской интрузии, причем в отличие от Таракской интрузии мигматизация здесь носила существенно метасоматический характер. Позже имела место инъекция слюдоносных пегматитов, с которой связывается своеобразный пневматолитический метаморфизм с превращением вмещающих пород в слюдяные сланцы с турмалином, гранатом, дистеном и ставролитом. Завершился нижнепротерозойский вулканизм интрузией нижнеканских гранитов, проявившихся в нормально-гранитной фации и обусловивших роговиковую перекристаллизацию вмещающих пород.

Среднепротерозойский возраст имеет небольшой шток Усть-Ангарского гранита, формировавшегося, судя по характеру контактового метаморфизма, в условиях небольших глубин. Возможно, этот же возраст имеют белогорские гранит-порфиры. Что касается мелких тел щелочных сиенитов, встречающихся в северной части крыжа, то они, может быть, имеют и послепротерозойский возраст.

5. Наиболее древние основные интрузии превращены в кристаллические сланцы. Например, магматическое происхождение имеют часть пироксен-плагноклазовых и пироксеновых кристаллических сланцев канского комплекса, часть амфиболитов енисейского и празиниты мурожно-татарского метаморфических комплексов. Но кроме этих ортосланцев в Южно-Енисейском крыже распространены очень широко различного возраста дайковые диабазовые интрузии. Среди них четко выделяются две разновозрастные формации: а) «древние» диабазы, однообразие состава которых нарушается только ассимиляционными явлениями; б) формация юных гиперстеновых диабазов, отличающаяся заметной дифференцированностью. Дайки древних диабазов секут Таракскую интрузию, но метаморфизованы посольненскими и нижнеканскими гранитами и генетически связаны с празинитами мурожно-татарского комплекса. Юные диабазы пересекают Нижнеканскую интрузию, но сами пересечены

Ангарским гранитом. Кроме того, по р. Ангаре встречены неопределенного возраста оригинальные диабазовидные породы, богатые слюдой и гранатом, описанные ранее А. К. Мейстером под названием «слюдяные диабазиты», а по Енисею неопределенного же возраста серпентиниты. Наконец, в южной части кряжа часто встречаются дайковые порфиры, ортофиры, микросиениты, сиениты и т. д., по-видимому, имеющие девонский возраст.

6. Полевые наблюдения и детальные петрографические исследования дали возможность сделать и некоторые общепетрологические выводы:

а) в истории докембрия Южно-Енисейского кряжа устанавливается не менее четырех тектономагматических циклов, каждый из которых складается из фаз седиментации, основного вулканизма, складчатости и дислокационного (регионального) метаморфизма и завершается кислыми интрузиями и магматическим метаморфизмом;

б) четко разграничивается внутри каждого тектономагматического цикла более ранний региональный или, правильнее, дислокационный метаморфизм, приуроченный к главной фазе сжатия, и более поздний магматический (контактовый, инъекционный), причем последний всегда наложенный и локальный;

в) необходимо отбросить метафизические представления о наличии вечных «родоначальных» магм. По крайней мере кислая магма периодически возникает — «рождается» в связи с тектогенезом и интродуцирует в верхние слои литосферы после главной фазы складчатости;

г) дислокационный метаморфизм совершенно закономерный процесс, сопровождающий раздавливание геосинклинальных отложений, проявляется в более глубоких зонах, чем складчатость. И этот вид метаморфизма, и кислый вулканизм возникают в результате тектогенеза, но представляют различные и самостоятельные формы движения Земли, причем дислокационный метаморфизм, как и складчатость, проявляется в фазе сжатия, вулканизм же — проявление расширения;

д) на очень больших глубинах, в зоне рождения магмы, различий между дислокационным и контактовым метаморфизмом нет, эти понятия здесь сливаются, и глубинный метаморфизм этой зоны удобно назвать плутонометаморфизмом. Но чем меньше глубина кристаллизации магмы, тем больше противоречий между ней и вмещающими породами и тем сильнее проявляется наложение контактового метаморфизма на более ранний дислокационный;

е) как это установлено еще А. Харкером, региональный и контактовый (термальный) метаморфизмы идут при возрастающих температурах, причем минеральные ассоциации продуктов этих метаморфизмов формируются в условиях максимальных температур. Обратный процесс приспособления к падающим температурам практически не идет, ибо минеральная ассоциация, возникающая в условиях максимальных температур процесса, предельно равновесна и представляет собой весьма инертную систему, которая может быть разрушена только в случае тонкого механического измельчения или под действием магматических эманаций;

ж) метаморфизм докембрия в Южно-Енисейском кряже весьма сложный. Выделяется не менее 10 последовательных метаморфизмов, проявившихся в различное время и в разных условиях, причем почти каждый из них характеризуется определенным типом минеральных ассоциаций;

з) широко распространенные в Южно-Енисейском кряже глубинные гранитные интрузии обычно сопровождаются инъекционным метаморфиз-

мом, проявляющимся в виде послойной инъекции или метасоматической фельдшпатизации (гранитизации). Возможность проявления инъекционного метаморфизма в той или иной форме определяется составом магмы. Метасоматическая фельдшпатизация часто во времени предшествует инъекции собственно магмы и приводит к образованию мигматитовых гранитов. Некоторые граниты Южно-Енисейского края являются продуктами такого щелочного метасоматоза;

и) пегматиты, даже письменно-гранитного или ортотектитового состава, не являются замкнутой системой, но оказывают сильнейшее контактово-пневматолитическое воздействие на вмещающие породы с превращением последних в различного типа слюдяные сланцы;

к) разнообразие кислых изверженных пород обусловлено существенно ассимиляционными явлениями и роль дифференциации очень ограничена;

л) разнообразие основных изверженных пород обусловлено частью кристаллизационной дифференциацией (формация юных диабазов), частью же ассимиляцией вмещающих пород (формация древних и таракских диабазов, слюдяные диабазиты Ангары).

ЛИТЕРАТУРА

- Альтгаузен М. Н. Канское месторождение пегматитов // Пегматиты СССР.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1936.— Т. 1.— С. 53—265.
- Баклунд О. О. О мионитах и тектонитах // Записки Всерос. минер. о-ва.— 1925.— Ч. 52, сер. 2.— С. 145—148.
- Бубнов С. Основные проблемы геологии.— Москва; Грозный: Горгеонефтеиздат, 1934.— 183 с.
- Грубенман У. Н., Ниггли П. Метаморфизм горных пород.— М.; Л.: Геолразведиздат, 1933.— 376 с.
- Дэли Р. Изверженные породы и глубины Земли.— Л.; М.: ОНТИ, 1936.— 591 с.
- Заварицкий А. Н. Физико-химические основы петрографии изверженных пород.— Л.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1926.— 233 с.
- Казариннов В. П. Геология Таракской монацитоносной интрузии // Вестник ЗСГУ.— Томск, 1939.— Вып. 2.— С. 60—68.
- Коржинский Д. С. Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности // Труды ЦНИГРИ.— Л., 1936а.— Вып. 71.— 54 с.
- Коржинский Д. С. Парагенетический анализ кварцсодержащих бедных кальцием кристаллических сланцев архейского комплекса Южного Прибайкалья // Записки Всерос. минер. о-ва.— 1936б.— Ч. 65, сер. 2, вып. 2.— С. 247—280.
- Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты // Труды ЦНИГРИ.— 1936в.— Вып. 86.— 76 с.
- Коржинский Д. С. Зависимость минералообразования от глубины // Записки Всерос. минер. о-ва.— 1937.— Ч. 66, сер. 2, вып. 2.— С. 369—384.
- Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности // Труды Института геол. наук АН СССР.— 1940.— Сер. петрогр. (№ 5), вып. 12.— С. 1—100.
- Коровин М. К. Канский угленосный бассейн // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири.— 1932.— № 7.— С. 3—59.
- Кропоткин П. Н. Опыт исследования связи кислой магматической деятельности с энергетикой тектонических процессов // Международный геологический конгресс, XVII сессия. (Тезисы докладов).— М.; Л.: ОНТИ, 1937.— С. 113—114.
- Кузнецов Ю. А. Геология района г. Красноярска // Изв. ЗСГРТ.— 1932.— Т. 12, вып. 2.— С. 3—46.
- Кузнецов Ю. А. Материалы к геологии южной части Енисейского края // Вестник ЗСГТ.— 1938.— Вып. 1.— С. 38—48.

- Кузнецов Ю. А. Верхний протерозой восточной окраины Енисейского края // Вестник ЗСГУ.— 1941.— № 1-2.— С. 44—58.
- Кэмпбел Я., Мэксон Дж. Геология архея юго-запада США // Международный геологический конгресс. Труды XVII сессии.— Т. 2: Докембрий.— М.: ГОНТИ, 1939.— 275 с.
- Лебедев П. И. Габбро-анортозит-чарнокитовый комплекс Волини // Петрография СССР.— Вып. 3: Петрография Украины.— Л.: Изд-во АН СССР, 1934.— С. 265—324.
- Лучицкий В. И. Кристаллические известняки, чарнокитовые граниты и кинциты северной части Украины // Записки Київськ. т-ва природи.— 1927.— Т. 27, вып. 2.
- Мейстер А. К. Геологическая карта Енисейского золотоносного района // Золотоносные области Сибири. Енисейский золотоносный район.— Спб., 1904.
- Мейстер А. К. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание маршрутов юго-восточной части Енисейского округа // Золотоносные области Сибири. Енисейский золотоносный район.— Спб., 1905.— 76 с.
- Мейстер А. К. Геологическая карта Енисейского золотоносного района. Описание маршрутов юго-западной части Енисейского округа // Золотоносные области Сибири. Енисейский золотоносный район.— Спб., 1908.— 123 с.
- Мейстер А. К. Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа // Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Вып. IX: Енисейский золотоносный район.— Спб., 1910.— 564 с.
- Молчанов И. А. Геологический очерк золотоносного района Большой Бирюсы/Изв. Сиб. отд. Геол. комитета.— 1928.— Т. VII, вып. 4.
- Молчанов И. А. Геологическое строение Бирюсинского золоторудного района, Малая Бирюса/Изв. Сиб. отд. Геол. комитета.— 1930.— Т. IX, вып. 5.— 33 с.
- Молчанов И. А. Геологическое строение Канского золотоносного района и условия образования его золотоносных россыпей/Материалы по геологии Запсибкрая.— Томск, 1934.— № 10.— 66 с.
- Нагарский М. П. Материалы по геологии восточной окраины Чулымо-Енисейского бурoughольного бассейна/Материалы по геологии Красноярского края.— 1938.— № 4.
- Обручев В. А. Докембрий Енисейского края // Стратиграфия СССР.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.— Т. 1.— С. 273—293.
- Обручев С. В. Тунгусский бассейн.— Т. I: Геологический очерк.— Труды ВГРО.— М.; Л., 1932.— Вып. 164.— 242 с.; Т. II: Описание обнажений.— Труды ВГРО.— М.; Л., 1933.— Вып. 178.— 353 с.
- Одинцов М. М., Скабичевский П. П. Структуры юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского края // Проблемы. сов. геологии.— 1937.— № 7.— С. 656—682.
- Отс Фр., Тамперлей В. П. К геологии нижнего отдела основного комплекса территории Танганьики // Международный геологический конгресс. Труды XVII сессии.— Т. 2: Докембрий.— М.: ГОНТИ, 1939.— С. 239—262.
- Павловский Е. В., Цветков А. И. Докембрий Прибайкалья // Стратиграфия СССР.— М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939.— Т. 1.— С. 235—271.
- Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова.— Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1935.— Ч. 1.— 564 с.
- Полканов А. А. Геологический очерк Кольского полуострова/Труды Арктического института.— Л., 1936.— Т. 53.— 171 с.
- Половинкина Ю. И. Два новых месторождения чарнокитовых пород на Украине/Труды ГГРУ.— М.; Л., 1931.— Вып. 94.— 46 с.

- Половинкина Ю. И. Мигматизация и анатексис в гранито-гнейсовом комплексе Криворожья // Международный геологический конгресс. Труды XVII сессии.— Т. 2: Докембрий.— М.: ГОНТИ, 1939.— С. 101—108.
- Радугин К. В. Геология юго-западной части Енисейского кряжа // Материалы по геологии Красноярского края.— Томск, 1937.— Вып. 2.— С. 5—52.
- Рожков Б. Н., Моор Г. Г., Ткаченко Б. В. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива/Труды Арктического института.— Л., 1936.— Т. 66.— 130 с.
- Свиатльский Н. И. Анортзитовые породы и пироксеновые кристаллические сланцы юго-запада Прибайкалья // Изв. Геол. комитета.— 1915.— № 9.— С. 999—1041.
- Соустов Н. И. Геолого-петрографический очерк восточных предгорий Чуна-Тундры на Кольском полуострове // Труды Института геол. наук АН СССР.— М.; Л., 1939.— Сер. петрогр. (№ 1), вып. 2.— С. 1—31.
- Тетяев М. М. Геотектоника СССР.— Л.; М.: ГОНТИ, 1938.— 298 с.
- Тиррель Г. В. Основы петрологии.— Ленинград; Москва; Новосибирск: ОНТИ, 1933.— 323 с.
- Усов М. А. Фазы эффузивов // Изв. Томск. технол. института.— 1925а.— Т. 46, вып. 1.— С. 8—38.
- Усов М. А. Фации и фазы интрузивов // Изв. Сиб. отд. Геол. комитета.— 1925б.— Т. IV, вып. 3.— С. 1—37.
- Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края.— Томск: изд. Зап.-Сиб. геол. треста, 1936.— 209 с.
- Усов М. А. Фации магматических пород и их рудоносность // Международный геологический конгресс. XVII сессия. (Тезисы докладов).— М.; Л.: ОНТИ, 1937.— С. 114—115.
- Ферсман А. Е. Пегматиты.— Т. 1: Гранитные пегматиты.— Л.: Изд-во АН СССР, 1931.— 646 с.
- Харкер А. Метаморфизм.— М.: ОНТИ, 1937.— 367 с.
- Хоментовский А. С. Материалы по геологии и полезным ископаемым восточной окраины Енисейского кряжа // Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири.— 1938.— Вып. XVII.— С. 3—68.
- Шеллер В. Г. Пегматиты // Геология рудных месторождений Западных штатов.— М.; Л.: ОНТИ, 1937.— С. 160—167.
- Щукина Е. Н., Петров Г. И. К вопросу о стратиграфии метаморфических толщ центральной части Енисейского кряжа // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы.— 1936.— Нов. сер., отд. геол.— Т. XIV, вып. 5.— С. 381—405.
- Эскола П. Минеральные фации горных пород // Переводы по геологии и полезным ископаемым, № 14.— Л.: Центр. геол. библиотека, 1934.
- Якжин А. А. Кондаковское месторождение мусковита в Восточной Сибири/Труды ВСГТ.— Иркутск, 1937.— Вып. 22.— 146 с.
- Alling H. The mineralogy of the feldspars // J. Geol.— 1921.— V. XXIX, N 3.— P. 194—294; 1923.— N 4.— P. 282—305.
- A lling H. Plutonic perthites // J. Geol.— 1938.— V. 46, N 2.— P. 142—165.
- Backlund O. Über ein gneissmassiv im nördlichen Sibirien/Труды Геол. музея Российской академии наук.— Спб., 1907.— Т. I.
- Barth T. Note on the symmetry of orthoclase // Norsk Geologisk Tidsskrift.—1927.— Bd IX, N. 3—4.
- Gloos H. Zur Terminologie der Plutone // Fennia.— 1928.— Bd 50, N 2.
- Dittler E., Köhler A. Zur Frage der Entmischbarkeit der Kali-Natron-Feldspäte und das Verhalten des Microklins bei hohen Temperaturen // Tscherms. Miner. Petr. Mitteilungen.— 1925.— Bd 38.— S. 229—242.

- Eskola P.** On the origin of granitic magmas // *Tscherm. Miner. Petr. Mitteilungen*.— 1932a.— Bd 42, H. 5—6.— S. 455—481.
- Eskola P.** On the principles of metamorphic differentiation // *Bull. Com. Geol. Finlande*.— 1932b.— V. 97.— P. 68—77.
- Grabau A. W.** *Stratigraphy of China*.— Peking, 1923—1924.
- Holland T.** The charkonite series, a group of archaean hypersthenic rocks in peninsular India // *Mem. Geol. Surv. India*.— 1900.— V. XXVIII, pt. 2.— P. 119—249.
- Lacroix A.** *Mineralogie de Madagascar*.— Paris, 1923.— V. III.— 437 p.
- Lugeon M.** Sur l'origin du granite // *C. R. Acad. sci.*— 1930.— t. 190.— P. 1096—1099.
- Mäkinen E.** Über den Alkalifeldspate // *Geol. Fören. Stockholm. Förhändl.*— 1917.— Bd 39, H 2.— S. 121—183.
- Sederholm J. J.** On migmatites and associated pre-cambrian rocks of southwestern Finlande. Pt. 1: The Pelling region//*Bull. Com. Geol. Finlande*.— 1923.— N 58.— 153 p.
- Winchell A. N.** Studies in the feldspar group // *J. Geol.*— 1925.— V. XXXIII, N 7.— P. 714—724.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Академик Юрий Алексеевич Кузнецов (краткий научно-биографический очерк)	10
Библиография научных работ Ю. А. Кузнецова	20
Основная литература о жизни и трудах Ю. А. Кузнецова	32

Петрология докембрия Южно-Енисейского края

Общие сведения о районе исследований	34
--	----

Ч А С Т Ь I

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Глава 1. Канский метаморфический комплекс	39
Гнейсы	41
Основные и ультраосновные кристаллические сланцы	48
Чарнокиты	56
Генезис пород канского метаморфического комплекса	64
Продукты повторных метаморфизмов	73
Глава 2. Комплекс биотит-плагиоклазовых гнейсов и амфиболитов (енисейский метаморфический комплекс)	79
Общая характеристика	—
Гнейсы	81
Амфиболиты	84
Карбонатные породы	87
Ортогнейсы и древние мигматиты	—
Генезис пород енисейского метаморфического комплекса	91
Продукты повторных метаморфизмов	97
Глава 3. Мурожно-татарский метаморфический комплекс	101
Общая характеристика	—
Свита филлитов	104
Свита кварцитов Сухого хребта	111
Генезис пород мурожно-татарского метаморфического комплекса и их возрастные соотношения	113
Глава 4. Усть-ангарские известняки и удерейские сланцы	118
Глава 5. Сланцево-доломитовый комплекс восточной окраины Енисейского края	122

Нижняя доломитовая формация	122
Верхняя доломитовая формация	125
Глава 6. Фанерозойские геологические образования кряжа	130

Ч А С Т Ь II

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Глава 1. Кислые преимущественно гранитные интрузии различного возраста	134
Архейские кислые интрузии	—
Нижнепротерозойские кислые интрузии	146
Среднепротерозойские и более юные кислые интрузии	166
Глава 2. Основные, преимущественно диабазовые, интрузии различного возраста	173
Нормальные серые диабазы (древние)	174
Уралитовые диабазы (таракский тип)	175
Габбро-нориты, норито-перидотиты и оливин-гиперстеновые диабазы (юные диабазы)	178
«Слюдяные диабазиты»	182
Серпентиниты	184
Глава 3. Дайковые породы тельбесского вулканического комплекса	185
Некоторые общие выводы	186
О магматических формациях Южно-Енисейского кряжа	—
О метаморфизме в Южно-Енисейском кряже	191
О некоторых особенностях тектоники Южно-Енисейского кряжа	205
Вероятная история развития Южно-Енисейского кряжа	208
Заключение	211
Литература	215

Научное издание

Кузнецов Юрий Алексеевич

ИЗБРАННЫЕ
ТРУДЫ

в трех томах

ТОМ I

ПЕТРОЛОГИЯ ДОКЕМБРИЯ
ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Редакторы издательства *Э. Д. Роскина, И. С. Цитович*

Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*

Художник *В. И. Пумаков*

Технический редактор *Т. Н. Драгун*

Корректоры *Г. И. Шведкина, Н. В. Лисина*

ИБ № 34215

Сдано в набор 01.04.87. Подписано к печати 07.09.87. МН-02270. Формат 70×100¹/₁₆.
Бумага офсетная. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 18,2 + 1 вкл. на
мел. бум. Усл. кр.-отт. 19,6. Уч.-изд. л. 18,5. Тираж 1000 экз. Заказ № 759. Цена 4 руб.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение,
630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.

4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.