

ГРАНИТНЫЕ ИНТРУЗИИ ЮЖНО-ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Проф. Ю. А. Кузнецов

Мои трехлетние геологические исследования в Ю. Енисейском кряже показали, что область эта сложена существенно кристаллическими сланцами докембрия и рядом кислых интрузий, имеющих различный возраст и проявляющихся весьма различно, несмотря на однообразный гранитный их состав. Гранитные интрузии Ю. Енисейского кряжа в значительной степени определяют весь геолого-петрологический облик этой области, ибо с ними связываются разнообразные, часто накладывающиеся друг на друга повторные метаморфизмы, изменяющие весь облик осадочных и древних метаморфических формаций до неузнаваемости; с ними же связываются генетически и довольно разнообразные месторождения полезных ископаемых, частично уже сейчас эксплуатирующиеся. Настоящая работа и посвящена петрологии кислых интрузий Ю. Енисейского кряжа. По вполне понятным причинам петрографическому их описанию предпосылается очень сжатый общий геологический очерк и схема стратиграфии Ю. Енисейского кряжа.

ОБЩИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Южно-Енисейский кряж, т. е. 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 кряжа появляются нормально осадочные складчатые толщи среднего и верхнего протерозоя, что обусловлено довольно резко выраженным погружением осей складок на север. По окраинам Ю. Енисейского кряжа 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 кряжа—еще не смыты с поверхности древнего пенеплена.

Состав и строение Ю. Енисейского кряжа чрезвычайно сложны. Возрастные соотношения выделенных и описанных мной метаморфических, осадочных и магматических формаций не во всех случаях точно установлены, однако имеющихся в моем распоряжении данных достаточно для того, чтобы предложить для этой области в качестве первого приближения следующую стратиграфическую схему (см. стр. 32).

Как видно из этой схемы, наиболее древним компонентом метаморфических и осадочных толщ Ю. Енисейского кряжа является канский метаморфический комплекс, имеющий, между прочим, для этой области особое значение своим широким распространением—вся южная и средняя

Схема стратиграфии докембрия Ю. Енисейского края.

	Кембрий.	Красноцветная толща.
Протерозой.	Верхний протерозой.	Небольшое угловое несогласие. В.—доломитовая формация (В. известняковый отдел С. В. Обручева). Угловое несогласие. Н.—доломитовая формация (Ср. известняковый отдел С. В. Обручева).
	Средний протерозой.	2. Ангарские и белогорские (?) граниты. 1. Оливиногиперстеновые диабазы, нориты и норитоперидотиты. Усть-ангарские известняки и удерейские сланцы (частью?).
	Нижний протерозой (в дальнейшем подлежит расчленению).	3. Нижнеканские граниты (посттектонические). 2. Посольненские гнейсограниты и мигматиты (сивтектонические). 1. Древние диабазы (частью синхронные мурожно-татарскому комплексу). Мурожно-татарский метаморфический комплекс (свита слюдяных сланцев, свита филлитов и свита Сухого хребта А. К. Мейстера).
Архей.	Верхний архей.	Таракские гнейсограниты и мигматиты. Енисейский метаморфический комплекс (?)
	Нижний архей.	Чарнокиты. Канский метаморфический комплекс.

часть края, по существу, целиком сложена породами канского комплекса. Вместе с тем канский метаморфический комплекс, сложенный оригинальными кристаллическими сланцами фации гиперстеновых гнейсов и чарнокитовыми интрузиями, весьма интересен и с петрологической точки зрения. Петрологии канского комплекса посвящена особая работа (20).

Енисейский метаморфический комплекс, сложенный биотит-плагиоклазовыми гнейсами, амфиболитами, редкими прослоями мрамора и местами обильно мигматизированный, пользуется ограниченным распространением, прослеживаясь узкой полоской вдоль р. Енисей. Метаморфизм енисейского комплекса обусловлен инъекцией таракских и посольненских гранитов, причем исходным материалом для образования гнейсов и амфиболитов служили частью кристаллические сланцы канского комплекса, частью осадочная толща более молодая, чем последний, но более древняя, чем таракская интрузия.

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

Канский метаморфический комплекс и таракская гранитогнейсовая интрузия пересечены большим количеством даек древних, обычно уралитовых диабазов, имеющих выдержанное СЗ простирание. Среди пород енисейского и мурожно-татарского комплекса такого типа диабазы встречаются очень редко. Верхняя возрастная граница диабазовой интрузии определяется тем, что эти диабазы прорваны и метаморфизованы (превращены в амфиболиты, иногда гранатовые) посольненскими гнейсогранитами.

Мурожно-татарский метаморфический комплекс широко распространен в северной части Ю. Енисейского края и лучшие разрезы его мы имеем по р. Ангаре между р. Татаркой и д. Рыбной. В состав комплекса входят: свита филлитов, переходящих местами в слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы и содержащих прослой слюдяных мраморов и доломитов, и свита кварцитов (Сухого хребта), сложенная перемежающимися пачками квар-

цитов и графитистых сланцев, в которых мной обнаружены спиккули однолучевых губок, и залегающая стратиграфически выше свиты филлитов. Повидимому, в состав свиты филлитов входят актинолитовые сланцы и массивные празиниты, образовавшиеся за счет диабазовых экструзий 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 С складок общего СВ 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 и массивных мигматитовых гранитов. Повидимому, 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. Кана связаны с тем же магматическим циклом, что и посольненская интрузия, являясь несколько более поздним образованием. Они характеризуются проявлением в 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 формации совершенно вытесняют известняки. Усть-ангарские известняки и глинистые сланцы собраны в крутые мелкие складки общего СЗ 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 (25), встреченные в разрезах по Ангаре между д. 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 оливиногиперстеновых диабазов. Исходная магма оказалась значительно дифференцированной и в составе этой диабазовой формации мы встречаем и лейкократовые нориты, и породы норитоперидотитового характера.

Ангарский серый микроклиновый гранит образует небольшой штوك среди усть-ангарских известняков, причем апофизы его в виде даек пегматитового гранита секут, по указанию Мейстера (25, стр. 84), оливиногиперстеновый диабаз. Повидимому, близкий возраст имеют гранит-порфиры горы Белой (белогорская интрузия) в бассейне р. Кузеевой. Вероятно близкими по возрасту являются и описанные 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 (31). Здесь четко выделяются два отдела или формации, разделенные очевидным несогласием и фазой складчатости. Нижняя доломитовая формация (средне-известняковый отдел С. В. Обручева) собрана в довольно крутые складки СВ простирания, причем глинистые компоненты ее всегда рассланцованы. Верхняя доломитовая формация (верхне-известняковый отдел С. В. Обручева) образует весьма пологие брахискладки, обнажаясь обычно в ядрах кембрийских антиклиналей, и совершенно не рассланцована. Красноцветный нижний кембрий трансгрессивно, но только с небольшим угловым несогласием перекрывает верхнюю доломитовую формацию. Какие либо следы интрузивной деятельности (даже кварцевые жилы) в этих глинисто-доломитовых толщах отсутствуют.

В приведенную выше схему стратиграфии докембрия южной части Енисейского кряжа не включены мелкие интрузии щелочных сиенитов, возможно имеющих палеозойский возраст, дайковые породы тельбесского вулканического цикла, изредка встречающиеся в южной части кряжа и вполне сравнимые с таковыми окрестностей г. Красноярска, а также интрузии серпентинитов, возраст которых остался неопределенным.

Из изложенного выше можно видеть, что докембрийская история Ю. Енисейского кряжа естественно распадается на 4 последовательных тектономагматических цикла, каждый из которых начинался отложением осадочных толщ и основным вулканизмом и заканчивался складчатостью, метаморфизмом и кислыми интрузиями. Пятый тектонический цикл вулканической деятельностью не сопровождался. Следы проявления первых двух тектономагматических циклов сохранились в виде мощных толщ кристаллических сланцев ката и мезозоны и громадных гнейсогранитных интрузий. Кристаллические сланцы канского и енисейского метаморфических комплексов, а также таракские гнейсограниты очевидно имеют архейский возраст. Третий тектономагматический цикл дал мощные толщи филлитов, кварцитов и пазинитов, а также крупные гранитные и гранито-гнейсовые интрузии и слюдоносные пегматиты. В графитистых сланцах свиты кварцитов Сухого хребта найдены спиккулы губок, поэтому, несмотря на региональный метаморфизм эпизоны пород мурожно-татарского комплекса,—он должен быть отнесен уже к протерозою. Четвертый тектономагматический цикл проявился в накоплении мощных толщ усть-ангарских известняков и глинистых сланцев, весьма напоминающих по своему облику карбонатный средний протерозой Горной Шории и В. Саяна, и завершился кислыми интрузиями, с которыми принято генетически связывать золотоносность Енисейского кряжа. С завершением этого тектономагматического цикла Енисейский кряж был консолидирован, и в верхнем протерозое мы имеем уже накопление мелководных платформенного типа отложений, сменивших собой типично геосинклинальные толщи предыдущих циклов.

1. АРХЕЙСКИЕ КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ

1. Чарнокиты канского метаморфического комплекса

Уже упоминалось выше, что петрологии канского метаморфического комплекса посвящена особая работа (20), в которой и дается обстоятельная петрографическая характеристика чарнокитов, а также детально разобран вопрос о генезисе их. Здесь я только отмечу, что имеются убедительные доказательства палингенного происхождения чарнокитовых интрузий, возникших в результате выборочного плавления пород канского метаморфического комплекса при общем его региональном метаморфизме.

2. Таракская гнейсогранитная интрузия

В юговосточной части Ю. Енисейского края широким распространением пользуется гранитная интрузия, исключительно интересная, между прочим, и с практической точки зрения, ибо она является монацитоносной и за счет разрушения именно этих гранитов образовались россыпи Таракского монацитового месторождения, открытого и обследованного мной в 1937 г. Более детально граниты изучены на очень небольшой площади, непосредственно прилегающей к Таракскому месторождению, в пределах водоразделов: р. Курыш—р. Тарака—р. Казачья. Вся остальная часть таракского плутона пересечена только редкими маршрутами, которыми установлено, что таракские граниты слагают громадный плутон, вытянутый в северозападном направлении, т. е. согласно с вмещающей толщей кристаллических сланцев канского метаморфического комплекса, состоящей из гранатовых и гиперстеновых гнейсов с относительно редкими пачками пироксен-плаггиоклазовых кристаллических сланцев. С юга и востока он трансгрессивно перекрыт 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 км² и достигает 120 км в длину.

Породы таракской интрузии весьма разнообразны по своему составу и вместе с тем обладают рядом очень характерных особенностей, позволяющих отличить таракские граниты от остальных гранитов района.

Нормальный и наиболее распространенный тип таракского гранита характерен своей грубозернистостью, порфиroidным сложением, светлой, сероватой или желтоватой окраской и поразительно свежим полупрозрачным щелочным полевым шпатом, напоминающий лунный камень. Очень часто граниты несут следы дробления, а иногда довольно сильно катаклазированы 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, причем кроме магматического кварца намечается и другая генерация, секущая жилочками полевые шпаты. Количественное содержание кварца нормальное 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 веретенновидными, иногда жилковатыми пертитовыми вростками. Кроме того, в микроклине очень обильны округлые включения кварца и реже плаггиоклаза. Плаггиоклаз представлен сильно серицитизированным альбитом или альбит-олигоклазом, судя по углу погасания в направлении [100]—от—15 до—12°. Границы плаггиоклаза с микроклином сильно корродированы последним, да и внутри зерен плаггиоклаза нередки неправильные пятна микроклина, указывающие на ясный процесс метасоматического замещения плаггиоклаза микроклином в последние стадии кристаллизации магмы. Темноцветные компоненты представлены биотитом и мусковитом. Биотит желтобурый с плеохроичными ореолами вокруг включений циркона, но чаще (в катаклазированных разностях) полностью замещен хлоритом, причем 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 шлихов Таракского месторождения, состоящих на 50—70% из монацита. Монацит наблюдается почти в каждом шлифе нормального гранита в количестве одного-двух или нескольких зерен, включенных в плаггиоклаз или биотит, причем в последнем случае

вокруг монацита всегда наблюдается черный неплеохроичный 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 наклоне легко отличается несколько меньшим преломлением и двупреломлением, мутноватостью и заметной окраской. Образует он более крупные округлые зерна, в то время как циркон—мелкие, вытянутые, иногда с развитыми гранями.

Анализируются два образца типичных для таракской интрузии гранитов (см. таблицы 1 и 2).

Таблица 1.

Химический состав пород таракской интрузии

	328/1937		306/1937		614—в/1937		1044—а/1937	
	Весовые проц.	Молек. колич.	Весовые проц.	Молек. колич.	Весовые проц.	Молек. колич.	Весовые проц.	Молек. колич.
SiO ₂	70,82	1080	71,20	1186	74,26	1238	64,77	1080
TiO ₂	0,42	5	0,32	4	сл.	—	0,51	6
Al ₂ O ₃	13,23	130	13,81	135	11,56	113	15,08	148
Fe ₂ O ₃	2,60	16	1,88	12	2,42	15	5,32	33
FeO	1,73	24	1,64	23	0,99	14	2,45	34
MgO	0,72	18	0,45	11	0,34	9	1,55	39
MnO	0,06	1	сл.	—	нет	—	0,13	2
CaO	0,88	16	1,94	35	1,01	18	2,02	39
K ₂ O	4,74	50	3,59	38	5,50	59	3,25	35
Na ₂ O	3,16	51	4,66	75	2,32	37	3,49	56
P ₂ O ₅	0,08	—	0,10	—	0,14	—	0,05	—
—H ₂ O	0,58	—	0,43	—	0,50	—	0,56	—
Потери при прокаливании	0,97	—	0,37	—	0,32	—	0,87	—
	99,99	—	100,02	—	99,36	—	100,05	—

Образец 328/1937 (р. Тарака) представляет собой крупнозернистую желтовато-серую порфировидную породу, в которой подсчет на столике Шенда (в 4 шлифах) дал следующие результаты: кварц—28%; микроклин—37%; плагиоклаз—29%; биотит, примеси и вторичные минералы—6%. Микроскопическая картина обычная и некоторое отклонение от среднего типа выражается в том, что биотит полностью хлоритизирован и частично замещен эпидотом, а плагиоклаз очень сильно серицитизирован, причем измерения угла угасания в наименее разрушенных участках в направлении [100] дают—12°, что отвечает содержанию анортита 7—8%.

По своему химизму образец 328/1937 наиболее близко отвечает химизму рапакиви, отличающейся от последнего только несколько меньшим значением *c* и большим *fm* и, соответственно отношением *c/fm*. Перечисление по способу Заварицкого показывает полное соответствие данных химического анализа его среднему типу гранита.

Образец 306/1937 (р. Тарака) представляет собой светлосерый мелкозернистый порфировидный гранит. Четко проявлена гнейсовидность, выражающаяся в параллельной ориентировки выделений микроклина и пластинок биотита. Количественный минералогический состав: кварц—31%; микроклин—40%; плагиоклаз—24%; биотит и примеси—5%. Измерения на Федоровском столике показывают, что плагиоклаз содержит 21% анортитовой молекулы (угасание в направлении [100] = 0) и сравнительно слабо серицитизирован. Пертитизация в микроклин развито слабо. Биотит частично хлоритизирован. В качестве примесей довольно обильный сфен и монацит. В химическом анализе замечается несколько большее по сравнению с предыдущим образцом содержание кремнекислоты и окиси кальция. Но отличия эти не имеют существенного значения и пересчеты по способам Заварицкого и Ниггли дают по существу те же результаты.

Химизм обр. 306/1937 весьма приближается к химизму среднего типа гранита (по Заварицкому), несколько отличаясь от последнего только повышением значения *a*, и имеет ясно выраженный рапакивитовый характер (по Ниггли), хотя настоящие рапакиви и характеризуются более высоким значением коэффициента *k*.

328/1937—порфировидный желтовато-серый грубозернистый гранит. Р. Тарака, приток р. Курыша. Аналитик Кривец.

306/1937—порфировидный серый мелкозернистый гранит. Р. Тарака, приток р. Курыша. Аналитик Кривец.

614—в/1937—крупнозернистый желтоватый аплит-гранит. Р. Тарака, приток р. Курыша. Аналитик К р и в е ц.

1044—а/1937—среднезернистый гибридный гранат-кордиеритовый гранодиорит. Р. Кан в Комаровском пороге. Аналитик К р и в е ц.

Таблица 2.

Пересчеты химических анализов таракских гранитов.

	П о Н и г г л и								По Заварицкому			
	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>
328/1937	366	41	23	5	31	0,50	0,24	0,21	13,4	1,1	6,7	78,8
306/1937	348	40	17	10	33	0,34	0,19	0,61	15,0	1,5	4,7	78,8
614—в/1937	442	41	19	6	34	0,61	0,17	0,32	12,7	1,1	3,6	82,6
1044—а/1937	258	35	34	9	22	0,38	0,28	0,28	12,3	2,6	11,9	73,2

Описанные граниты как будто дают постепенные переходы к аплитовым гранитам, отличающимся, кроме полного или почти полного отсутствия биотита, белой, желтоватой или розоватой окраской и отсутствием порфиroidных структур. Под микроскопом в этих породах обнаруживается резкое преобладание такого же решетчатого и свежего микроклина над альбитом, содержащим 5—6% аортитовой молекулы. Аллотриоморфная структура выражена еще более резко. Магнетита в этих аплит-гранитах совсем не обнаружено. Монацит встречается значительно реже, чем в нормальных гранитах.

Анализируемый образец аплит-гранита 614—в/1937 (см. табл. 1) характеризуется крупнозернистой аллотриоморфной структурой, желтоватой окраской и следующим минералогическим составом (определено на пуш-интеграторе): кварц—42%; микроклин—42%; плагиоклаз—16%; биотит и примеси—2%. Микроклин в породе совершенно свежий, но плагиоклаз нацело серицитизирован и не поддается точному определению. В качестве примеси: монацит, сфен.

По особенностям химического состава этот аплит-гранит очень близок обр. 328/1937 и точно также обнаруживает ясные признаки принадлежности к рапакивитовому типу магм Ниггли—Отличия от химизма нормального таракского гранита сводятся к повышенному значению *si* и *alk*, что естественно для лейкратового дифференциата.

Среди таракских гранитов изредка встречаются также грубозернистые пегматитовидные выпоты того же минералогического состава и, наконец, в нескольких пунктах встречены кварцевые жилы с микроклином и друзами горного хрусталя.

По восточной окраине таракского гранитного массива, примерно по границе с трансгрессивно залегающим палеозоем, широким распространением пользуются слюдоносные пегматиты, изучавшиеся и слегка разведывавшиеся Мордасовым (29), Егоровым (7), Поликарповой (35), Казариновым (44). 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, распределяясь без видимой закономерности.

Среди гранитов часто наблюдаются включения ксенолитов вмещающих пород. Гнейсовые ксенолиты весьма обыкновенны, состоят из кварца,

среднего плагиоклаза, оранжевого биотита и бледнозеленой роговой обманки с обильной примесью апатита. Особого интереса они к себе не вызывают. Интереснее амфиболитовые ксенолиты. Последние состоят из гранобластического агрегата светлорубый роговой обманки, лабрадора и небольшого количества кварца, причем в них иногда сохраняются реликты диопсида. В случае энергичной мигматизации роговая обманка и пироксен почти полностью замещаются биотитом, развивается значительное количество кварца и микроклина, причем последний минерал явно метасоматически замещает плагиоклаз и обнаруживает ясную тенденцию к развитию крупных порфиробластов. Первичной породой таких ксенолитов, очевидно, были пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы канского комплекса.

Следует, наконец, отметить гибридные породы, широко распространенные в западном эндоконтакте таракского плутона. Они характеризуются очень непостоянным составом и непостоянной структурой. Обычно это темносерые породы с крупными выделениями белого или светлосерого микроклина, включающими листочки биотита и иногда кварца, и

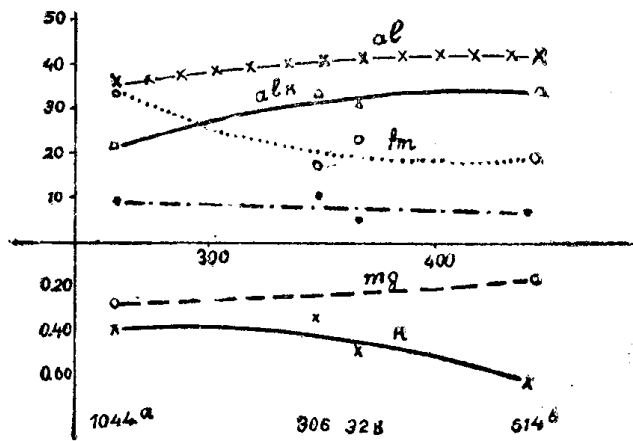


Рис. 1. Вариационная диаграмма гранитоидов таракской интрузии.

среднезернистой основной массой из кварца, плагиоклаза и обильного биотита, которая иногда имеет гнейсовидный характер. Под микроскопом эта основная масса имеет аллотриоморфную, а иногда и явно гранобластическую структуру и состоит из бурого биотита, кварца и плагиоклаза с содержанием анортита 25—30—35%. Очень характерным является чрезвычайное обилие апатита. Количество монацита в них также выше, чем в нормальных гранитах. Микроклин выделений имеет совершенно неправильные границы и развивался скорее метасоматически.

В случае более глубокой гибридации получают меланократовые породы, очень богатые биотитом, причем содержание микроклина в них резко снижается за счет увеличения количества биотита и плагиоклаза, состав которого иногда достигает андезина. Но характерно, что микроклин и в сильно гибридизированных породах обнаруживает тенденцию к образованию крупных выделений, почему в большинстве гибридных пород все же наблюдается порфиroidная структура, хотя выделения микроклина в них и более редки, чем в нормальных гранитах и наблюдаются тем реже, чем сильнее магматическая порода заражена посторонним материалом. Таким образом, гибридация в нормальном случае выражается в увеличении роли биотита и повышении основности плагиоклаза, причем одновременно сильно увеличивается количество апатита и монацита. Такие меланократовые, богатые биотитом гранитоиды пользуются большим распространением в эндоконтактовой зоне интрузии, где полоса их сплошного развития достигает нескольких километров ширины. Но 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 и имеет выдержанное СЗ простирание с крутым падением на СВ, т. е. оди-

наковое с ориентировкой и гнейсовидностью ксенолитов и гнейсовидностью вмещающих кристаллических сланцев канского комплекса. Нужно думать поэтому, что в процессе формирования таракского плутона явления ассимиляции вмещающих пород играли исключительно большое значение и что гнейсовидность таракских гранитов в значительной мере является унаследованной.

Другой тип гибридных пород распространен преимущественно в экзоконтакте таракского плутона, где инъекционные гнейсы оказываются очень часто послонно пронизанными светлосерыми гранитоидами, имеющими в общем гранодиоритовый состав, но отличающиеся присутствием крупных зерен красного граната, а иногда и кордиерита. Гранат, очевидно, здесь является неустойчивым реликтом ассимилированной породы, ибо он энергично замещается по трещинкам зеленым биотитом. Кордиерит, наоборот, производит впечатление вполне устойчивого в обстановке процесса ассимиляции минерала, 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 темносерые среднезернистые породы, в которых, кроме обильного серого кварца, белого полевого шпата и биотита уже простым глазом различается 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 никаких элементов гнейсовидности не обнаруживают. Микроструктура аллотриоморфная, хотя микроклин заметно ксеноморфен к остальным компонентам.

Один из наиболее типичных образцов таких кордиерит-гранатовых гибридов (№ 1044а/1937) анализирован, а количественный и минералогический его состав определен на пущинтеграторе и выражается следующими цифрами: кварц 33%, плагиоклаз 24%, микроклин 15%, биотит и примеси 15%, гранат 3%, кордиерит 10%. Все компоненты породы очень свежие и только в кордиерите наблюдается по трещинам развитие волокнистого с высоким дупреломлением минерала. Плагиоклаз, судя по углу угасания в направлении [100] — + 15° содержит 30—32% *Al*. Гранат и кордиерит всегда содержат включения кварца, плагиоклаза и биотита. В микроклине замечены включения кордиерита, местами заметно обрастание и как будто замещение граната кордиеритом. Как можно видеть из данных минералогического анализа, соотношения главных минералов—кварца и полевых шпатов—типичны для гранодиоритовых пород. Необычными вообще для магматических образований являются гранат и кордиерит.

Химический состав этого образца более близок к химизму кварцевых диоритов, а не гранодиоритов, хотя отклонения от этого, наиболее близкого, типа весьма велики. Они выражаются, главным образом, в повышенных значениях коэффициентов *al* и *fm* при сильно пониженном *c*. Пересчеты по способу Заварицкого дают те же результаты—наиболее химически близкий тип—кварцевый диорит, от которого наша порода отличается пониженным значением величины *c*. Таким образом, данные химического и минералогического анализа находятся в противоречии, которое, впрочем, является только кажущимся, ибо гибриды наши содержат гранат и кордиерит—минералы чуждые, нормальным магматическим породам и наименование приходится давать без учета наличия последних.

Гибридный характер описанных пород несомненен. Исходная магма, очевидно, имела гранитный состав. Сравнение анализов наиболее распространенных гранитов и кордиерит-гранатового гибрида (см. табл. 1 и рис. 1) 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 повидимому 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 гибридации гранитной магмы. Явления гибридации вообще чрезвычайно типичны для таракской интрузии и даже „нормальные“ порфиридные 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. 1 и 2 и особенно резко выступают в вариационной диаграмме на рис. 1, очевидно объясняются теми же явлениями контаминации, проявившейся в данном случае слабо.

Контактовая зона таракского плутона хорошо вскрывается в ущельи р. Кана на участке от р. Казачьей до р. Курыш (рис 2).

Уже ниже устья р. Казачьей в гранатовых гнейсах канского комплекса чувствуется контактовое воздействие гранитной интрузии, выражающееся в перекристаллизации гнейсов, в развитии кордиерита и биотита за счет граната и т. д. Выше устья р. Казачьей начинается

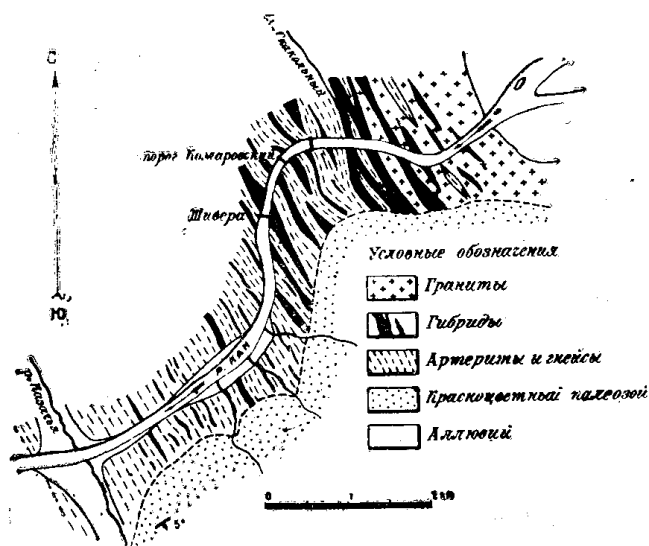


Рис. 2. Контактная зона таракской интрузии.

зона инъекционных гнейсов очень сложного состава и строения. В некоторых обнажениях мы видим массивные крупнозернистые гранатовые гибридные гранитоиды, переполненные левтами 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 и состоит существенно из кварца и кислого плагиоклаза с примесью биотита и крупных зерен граната. Микроклины или отсутствуют, или наблюдаются 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 фельдипатизация 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 сильно контаминированные гибридные гранат-кордиеритовые кварц-диориты, содержащие большое количество ксенолитов мелкозернистого биотитового гнейса. Иногда эти гранодиориты буквально переполнены параллельно ориентированными шширами и полосами гнейсов. Такие разности незаметно переходят в артеритовые гнейсы с инъекцией светлого грубозернистого пегматита.

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

Дальше до кл. Скакального Кан пересекает зону особенно мощных инъекционно-ассимиляционных проявлений. Вмещающие интрузию гранатовые гнейсы превращены здесь или в биотит-плагиоклазовые 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 уже

отличный от таракских гранитов их состав указывает на контаминацию). В мелких телах контаминация проявляется сильнее и в них развивается розовый гранат, кордиерит и обильный биотит. Кроме того, широким распространением пользуются инъекции совершенно белых аплитопегматитов, которые также иногда переполнены крупными кристаллами граната и содержат крупные зерна апатита. Количество магматического материала меняется от места к месту и описываемые контактовые породы иногда проявляются в виде слоистого гнейса, пронизанного аплитопегматитовыми жилочками, иногда же, наоборот, это—массивные, более или менее сильно контаминированные, гранодиориты.

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 слоенных. В 0,5 км выше кл. Скакального в этих породах наблюдается зона интенсивной милонитизации мощностью до 150 м.

Дальше, до места резкого расширения долины р. Кана, что наблюдается километрах в двух выше кл. Скакального и километра 4 ниже устья р. Курьш, преобладают уже нормальные желтовато-серые порфириовидные граниты, среди которых, однако, нередко наблюдаются линзы сильно гибридизированных разностей, а также шпирь биотитовых и биотит-кордиеритовых гнейсов.

Общая мощность инъекционно-ассимиляционной контактовой зоны таракского плутона достигает 6 км. Как видно из описания ее,—резкого контакта интрузивных пород с вмещающими гнейсами нет. Во внешней части контактовой зоны преобладают явления инъекции артеритового типа с одновременной контаминацией магматического материала—материалом инъекцированных пород, причем в результате контаминации магматическая составная часть артеритов приняла в общем плагиогранитный состав. Внутренняя часть контактовой зоны характеризуется чрезвычайно широко развитыми явлениями ассимиляционного характера, с развитием разнообразных гибридов, причем массивные породы эндоконтакта переполнены 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 оказываются они значительно более поздними, чем образование артеритов и, повидимому, являются одновременными с инъекцией белых аплитопегматитов.

Жильная свита таракской интрузии представлена исключительно белыми, редко розовыми аплитами и пегматитами ортотектитового характера. Аплиты и пегматиты часто содержат гранат, а в одном случае обнаружен альбит-микроклиновый аплит с гранатом и бледнозеленоватым силлиманитом, образующим значительные скопления в породе.

Тектоника таракского плутона осталась почти невыясненной ввиду отрывочности наблюдений. Обращает на себя внимание обилие ксенолитов и шпирь в теле гранита, ориентированных всегда совершенно одинаково и согласно с гнейсовидностью экзоконтактовых инъекционных гнейсов. В самих гранитах—крупные таблитчатые выделения микроклина почти всегда ориентированы параллельно друг другу, создавая также хорошо выраженную гнейсовидность, причем плоскости *S* имеют на обследованной территории выдержанное северозападное простирание с падением на северо-восток под углом от 30 до 60°, т. е. в общем согласное с общим простиранием канского метаморфического комплекса. О форме и размерах таракского плутона говорить трудно, так как нашими исследованиями намечены только западные его контакты, южные же и восточные—прикрыты трансгрессивно залегающим палеозоем и можно, следовательно, только догадываться о колоссальных размерах таракского плутона, площадь выхода которого на поверхность в обследованной его части достигает 1700 км². По систематике Клооса (11,57) таракский массив на основании самых предварительных данных можно, повидимому, отнести к гнейсо-гранитным ареал-плутонам второй или даже первой величины с конкордантными контактами и конформной внутренней тектоникой. После формирования интрузии, породы ее были вдоль некоторых зон раздавлены

и развальцованы с образованием милонитов (преимущественно филонитового типа) и очковых гнейсов, причем слабые следы дробления, залеженные перекристаллизацией, имеют повсеместное распространение.

Фаціальность 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. Характерным является отсутствие в контактовой зоне гиперстена, розового и бурого альмандин-пиропового граната—руководящих минералов канского метаморфического комплекса, которые замещаются здесь биотитом и кордиеритом (вместо бурого появляется немного красного граната с $n = 1.801$, т. е. чисто альмандинового состава), что указывает на резко изменившиеся во время интрузии физикохимические условия внутри контактовой зоны, причем изучение пород последней создает впечатление некоторой регрессивности контактового метаморфизма, отчасти снижающего степень метаморфизма пород канского комплекса. Эти отношения указывают, что внедрение таракской интрузии произошло уже после того, как канская формация пережила свой глубинный метаморфизм 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: мощные инъекционно-ассимиляционные явления в контактовой зоне, далеко идущие явления гибридизации, поразительно свежий микроклин,—указывают, что формирование таракских гранитов происходило в условиях высоких давлений, в условиях исключительно медленного охлаждения, и таракская интрузия, вероятно, принадлежит вообще к одним из наиболее глубинных магматических образований, причем метаморфизм, вызванный ею, имеет ясно выраженные черты амфиболитовой фации (51).

Возрастное положение таракской интрузии определяется следующими отношениями. Таракские гнейсограниты метаморфизуют породы канского метаморфического комплекса и сами прорезаны многочисленными дайками кварцевых диабазов, которые пересекают более молодой енисейский метаморфический комплекс, но сами метаморфизованы посольненской интрузией и, вероятно, являются генетически связанными с пластовыми залежами уралитовых диабазов и празинитов среди толщи филлитов нижнего протерозоя. Имеются все основания так же думать, что описанные ниже ортогнейсы и „древние мигматиты“, широко распространенные среди гнейсов и амфиболитов енисейского комплекса в западной части Ю. Енисейского края, 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 определенную отпечаток на общую физиономию данного магматического комплекса. Из них можно прежде всего отметить: 1) катаклиз и милонитизацию гранитов, 2) окварцевание и эпидотизацию гранитов.

Следы раздавливания заметны почти в любом образце и шлифе таракских гранитов, для которых вообще характерны: голубой кварц, изогнутые пластинки биотита, гнейсоидность с развитием очковых текстур, но в некоторых случаях дробление очень тонкое и в пределах нешироких зон граниты оказываются превращенными в тонкие милонитовые сланцы. Главным образом с зонами дробления и милонитизации связаны явления эпидотизации гранитов с образованием массивных кварц-эпидотовых пород, причем явления эти видимо связываются поздним аллометасома-

тозом, вызванным неизвестной интрузией. Интересно отметить наличие в теле таракских гранитов кварцевых жил, явно не связанных генетически с гранитом, а также наличие в россыпях р. Тараки и ее притоков золота, шеелита и киновари, которые, повидимому, являются чуждыми для таракской интрузии и скорее показывают на проявление в пределах данного участка сравнительно молодой гидротермальной деятельности. Не исключена возможность, что эта гидротермальная деятельность связывается с интрузией красных порфиroidных гранитов, секущих таракскую интрузию и трансгрессивно перекрытых красноцветным кембрием, и которые были обнаружены Казариновым в бассейне р. Алеги (10).

Полезные ископаемые, генетически связанные с таракской интрузией, не разнообразны. Из них в первую очередь следует отметить монацит, являющийся обычным породообразующим минералом гранитов. Промышленные концентрации этого минерала понятаются только во вторичном залегании—в россыпях, образовавшихся за счет разрушения гранитов. Что касается других возможных полезных ископаемых, в частности рудных месторождений пневматолитического и гидротермального генезиса, связанных с таракской интрузией, то рассчитывать на обнаружение таковых нет больших оснований. Таракский плутон, судя по всем данным, денудирован очень глубоко и все эманационные месторождения, с ним связанные, несомненно давно уже смыты. Одно время вызвали к себе интерес пегматиты, образующие линзы в теле гранита, с точки зрения их слюдоносности. Однако, неоднократный осмотр и опробование этих пегматитов (Мокрушинское и др. м-ния) показали непромышленный их характер.

Южно-Енисейский кряж, как это установлено мною, вообще является своеобразной провинцией, для которой монацит оказывается весьма характерным минералом и самым обыкновенным компонентом шлиха. В связи же с открытием в 1937 году Таракского монацитового месторождения, которое сейчас приобретает крупное промышленное значение, являясь наиболее богатым в Союзе, вопрос о генезисе и закономерностях распространения этого минерала принимает особое значение.

Как уже отмечено, монацит является одним из самых распространенных минералов в шлихах Ю. Енисейского кряжа, но распределение монацита в аллювиальных отложениях этой области неравномерно. Наиболее высокие содержания монацита в шлихах наблюдаются в ключах и речках, размывающих таракскую гранитную интрузию, а также породы канского метаморфического комплекса, преимущественно в области развития чарнокитовых интрузий (кузеевитов). Регионально, но с малым содержанием монацит распространен в речках, моющих енисейский метаморфический комплекс. Практически отсутствует монацит в шлихах, собранных из области развития нижнеканской интрузии, карбонатного протерозоя и красноцветных палеозойских толщ.

Монацит в Ю. Енисейском кряже проявляется в нескольких разновидностях. Наиболее распространенной является желтая разность, образующая прозрачные и полупрозрачные, мелкие (всегда меньше 0,5 мм), плохо окристаллизованные зернышки. Реже встречается краснобурый монацит, образующий более крупные таблитчатые или призматические зерна размером до 2 мм. Наблюдается иногда какая-то промежуточная желтобурая разность. Наконец, только в образцах и шлифах некоторых кузеевитов наблюдался зеленоватобурый, заметно плеохроирующий монацит. Монацит обладает обычными оптическими свойствами, причем угол оптических осей обычно весьма мал—около 7°, иногда же в несомненных монацитах наблюдалась и почти правильная фигура одноосного кристалла. Угасание почти прямое. От очень схожего циркона при некотором навыке монацит легко отличается несколько более низким показателем прелом-

ления и двупреломлением, заметной буроватой, а в чарнокитах—зеленовато-бурой окраской (циркон в шлифе всегда бесцветен) и частым наличием оболочки буроватого изотропного вещества, представляющего продукт разрушения монацита. В том случае, если зерна монацита включены в биотит, вокруг последних всегда наблюдается черный неплеохроирующий ореол.

При петрографическом исследовании магматических и метаморфических формаций Ю. Енисейского края мной установлено микроскопически наличие монацита в гранатовых и гиперстеновых гнейсах и чарнокитах канского метаморфического комплекса, в древних мигматитах енисейского метаморфического комплекса, а также в породах таракской гранитной интрузии, причем еще при петрографической обработке подмечено, что наиболее обилен он в меланократовых гибридных разностях, а в светлых аплит-гранитах практически отсутствует. По моей просьбе В. П. Казаринов подверг шлиховому анализу 46 штучковых проб, собранных в различных частях бассейна р.р. Тараки и Казачьей и относящихся к различным типам встречающихся здесь пород. Штуфы дробились в ступе, промывались в лотке и затем исследовались под лупой. В результате этого исследования оказалось, что наиболее высокое содержание монацита обнаружили: 1) гибридизированные граниты, за которыми идут в порядке убывания количества монацита, 2) пегматитовые выпоты среди гранитов, 3) жилы аплитов и пегматитовые выпоты среди инъекционных гнейсов, 4) лейкократовые граниты, 5) инъекционно-ассимиляционные породы (артериты), 6) диабазы. Им же установлено, что краснобурый монацит преобладает в аплитах, пегматитах и лейкократовых гранитах, а желтый характерен для гибридных пород, т. е. здесь наблюдаются те же отношения, которые намечены были ранее Матвеевым для монацитов Борщевочного края (24). В породах канского метаморфического комплекса распространена только желтая разность монацита.

Подобные отношения наводят на мысль, что первичным источником церия, тория и редких земель является канский метаморфический комплекс, в таракскую же интрузию они попали в результате ассимиляции последней громадных масс вмещающих пород. Концентрация же монацита в экзоконтактовых гибридных разностях интрузии объясняется повидимому тем, что монацит аналогично апатиту имеет вообще тенденцию к накоплению в ксенолитах и гибридных породах при процессе контаминации (59). Эта мысль отчасти подтверждается тем, что монацит пользуется в породах канского комплекса региональным распространением, между прочим в тех участках последнего, где никаких признаков контактового метаморфизма, обусловленного таракской интрузией, не обнаруживается. Об этом же говорит и весьма слабая монацитонность пород енисейского комплекса, хотя последний также инъекционирован и метаморфизован таракской интрузией. Таким образом, последняя, повидимому, сыграла роль только вторичного концентратора монацита. Перспективной в отношении монацитонности является вся площадь развития канского метаморфического комплекса и таракской гнейсогранитной интрузии, причем особенно надежными являются области развития эндоконтактовых гибридных гранитоидов.

II. НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ

1. Посольненская гнейсогранитная интрузия, ее мигматиты и слюдоносные пегматиты

Совершенно иного типа граниты образуют два довольно крупных плутона, расположенные в бассейне р. Посольной и р. Пискуновки и залегающие среди кристаллических сланцев канского комплекса и частью среди филлитов и кварцитов нижнего протерозоя. Условия обнаженности этой

части Ю. Енисейского кряжа таковы, что даже посольненский плутон, несмотря на значительное сгущение маршрутов на площади его развития, не мог быть точно околонтурен и 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 р. Шилкой и Пискуновкой в выемках по тракту. Все эти граниты окружены 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 аплитопегматитовой фазы резко отличается от описанной выше таракской. Петрографический состав пород, слагающих интрузию, поразительно однообразен. Оба массива целиком сложены 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 мигматитов, но не артеритового типа, как в таракской интрузии, а образовавшихся путем метасоматической фельдшпатизации с развитием крупных, иногда громадных порфиробластов розового и красного микроклина. Посольненская интрузия сопровождается обильной аплитопегматитовой фазой, развитой преимущественно вне самого плутона и даже вне инъекционной зоны. Аплиты и пегматиты чрезвычайно разнообразны по характеру своего проявления, причем часть пегматитов является промышленно-слугоносной. Интересно, что пегматиты посольненской интрузии вызывают довольно сильный пневматолитический метаморфизм вмещающих пород и, очевидно, являются более поздним по времени образованием, чем мигматиты.

Микроклиновые граниты, как уже отмечено, являются не только наиболее распространенным, но, пожалуй, и единственным типом пород, слагающих оба плутона. Посольненские граниты в большинстве случаев представляют собой 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 выделяется он не только в последнюю очередь, но и частично развивался метасоматическим путем за счет плагиоклаза. Микроклин всегда совершенно свеж и прозрачен, обладает прекрасно выраженной и очень крупной (грубой) решеткой, развитой по всему зерну, часто содержит пертитовые вроски пленчатого и жилковатого типа, а также включения кварца и плагиоклаза. Последнего в посольненских гранитах обычно очень мало (10—15%). Представлен он олигоклазом с содержанием анортита 18—20% и отличается почти полным отсутствием двойниковой структуры и прямым угасанием в разрезах \perp (010), благодаря чему легко может быть принят за ортоклаз. Образует мелкие, иногда идиоморфные, но чаще неправильные, благодаря разъеданию микроклином, зерна. Очень часто содержит мирмекитовые вроски кварца, почти всегда серици-

тизирован, а иногда замещен пластинками мусковита. Кварц в гранитах присутствует в нормальном количестве, проявляется в виде неправильных зерен с обычным облачным угасанием, но без заметного катализа. Во многих случаях содержание кварца заметно понижено и тогда порода принимает граносиенитовый состав. Темноцветные компоненты представлены биотитом, присутствующим в количестве около 5% массы породы. Биотит обычный, желтобурый, но часто хлоритизирован. В некоторых разностях появляется мусковит, развивающийся за счет плагиоклаза или биотита. В качестве примесей присутствуют, апатит, циркон, магнетит, ильменит, сфен, причем количество рудных примесей довольно значительно.

Структура гранитов неясно гипидиоморфная, причем идиоморфизм плагиоклаза обычно совершенно затушеван процессами замещения его микроклином. В большинстве случаев наблюдается гнейсовидная текстура, причем гнейсовидность обусловлена или параллельным расположением пластинок биотита, или некоторой полосчатостью, выражающейся в появлении неясно 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 изредка наблюдаются мелкие неправильные крупнозернистые участки, состоящие из кварца, микроклина и сильно обогащенные магнетитом. Тело посольненского плутона сопровождается многочисленными мелкими сателлитами и секущими дайками гранитного же или адамеллитового 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 и плагиоклаз иногда представлен зонарным андезином с содержанием 35—38% анортита. В этих же породах всегда присутствует довольно значительное количество мусковита образующего крупные пачки и иногда сростающегося с биотитом.

Химический состав гранитов и мигматитов посольненской интрузии.

Таблица 3.

	1216/38		573-а/39		I		II		III		IV	
	весов проц.	молек колич.	весов проц.	молек колич.	весов проц.	молек колич.	весов проц.	молек колич.	весов проц.	молек колич.	весов проц.	молек колич.
SiO ₂	71,07	1184	65,47	1091	72,60	1210	58,77	979	69,90	1165	71,95	1200
TiO ₂	0,22	3	0,44	5	0,07	1	1,11	14	0,35	4	—	—
Al ₂ O ₃	13,71	134	16,56	163	12,63	124	17,62	173	15,43	151	14,90	146
F ₂ O ₃	2,52	16	2,62	16	1,50	9	3,40	21	0,51	3	2,32	15
FeO	1,03	14	1,48	21	1,68	23	2,37	33	3,22	45	0,54	8
MgO	0,37	9	0,49	12	0,11	3	1,76	44	0,54	14	0,58	15
MnO	—	—	—	—	сл	—	0,12	2	—	—	—	—
CaO	1,28	23	1,97	35	0,86	15	1,28	23	1,79	32	0,87	16
Na ₂ O	3,79	61	4,33	69	5,16	83	7,69	124	2,51	40	3,65	59
K ₂ O	5,11	54	5,60	60	4,21	45	4,19	45	6,10	65	4,10	44
-H ₂ O	0,06	—	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Потери при прок.	0,41	—	0,37	—	0,28	—	0,42	—	0,20	—	0,93	—
	—	—	—	—	0,70	—	—	—	—	—	—	—
	100,05	—	100,07	—	100,10	—	98,73	—	100,55	—	99,84	—

Химический состав довольно типичного для посольненского плутона гранита изображен на табл. 3.

1216/1938 — желтоватый среднезернистый гранит. Р. Посольная. Аналитик И. П. Онуфриенок.

573-a/1939 — желтоватый среднезернистый мигматитовый гнейсогранит. Р. Посольная у д. Гребень. Аналитик И. П. Онуфриенок.

I — „Рудиковский гранит“. Р. Рудиковка. Мейстер (25, стр. 233).

II — „Умптекит“, Р. Рудиковка. Мейстер (25, стр. 223).

III — „Ангарский гнейс“. Р. Ангара против д. Рыбной. Мейстер (25, стр. 269).

IV — „Енисейский гнейс“. Р. Енисей между д. Абалаковой и Рудиковкой. Мейстер (25, стр. 269).

Таблица 4.

Пересчеты анализов гранитов и мигматитов посольненской интрузии.

	по Ниггли								по Заварицкому			
	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>	<i>a</i>	<i>c</i>	<i>b</i>	<i>s</i>
1216/38	361	41	17	7	35	0,47	0,16	0,41	15,4	1,3	3,9	79,4
573-a/39	288	42	16	9	33	0,47	0,18	0,56	17,7	2,3	4,6	75,4
I	389	40	14	5	41	0,35	0,07	0,34	16,2	0	4,4	79,4
II	201	35	25	5	35	0,27	0,37	0,19	22,9	0,3	9,5	67,3
III	330	43	18	9	30	0,62	0,22	0,49	14,0	2,1	6,2	77,7
IV	377	46	17	5	32	0,43	0,28	0,30	13,5	1,0	7,0	78,5

Анализируемый образец (1216/1938) представляет собой желтоватую среднезернистую породу с редкими порфиroidными обособлениями микроклина и заметной гнейсовидностью. Количественный минералогический состав: кварц—26%; микроклин—38%; плагиоклаз—30%; биотит, мусковит и примеси—6%. Структура скорее аллотриоморфная и только мелкие включения плагиоклаза в микроклине обладают собственными ограничениями. Микроклин очень свежий с грубой решеткой, не содержит пертитовых вростков, совершенно отчетливо замещает плагиоклаз и является последним по времени образования. Плагиоклаз сильно серицитизирован, имеет состав альбит-олигоклаза (содержание $Al = 12\%$), судя по угасанию в направлении $[100] = -10^\circ$. Наряду с бурым биотитом присутствует немного мусковита. В качестве примесей магнетит, апатит, циркон и сфен.

Пересчет по способу Заварицкого показывает промежуточное положение нашей породы между щелочным и средним гранитом классификации последнего. По соотношению коэффициентов, вычисленных по способу Ниггли, анализируемый образец очень близок химизму рапакиви, причем и здесь обращает на себя внимание повышенная щелочность, выражающаяся в высоком значении коэффициента *alk*.

Другой образец (573-a/1939, нижнее течение р. Посольной у д. Гребень) представляет собой пример типичного мигматитового гранита или, вернее, граносиенита. Породы обнаруживает ясную гнейсовидность, обусловленную параллельным расположением и концентрацией вдоль некоторых поверхностей темноцветных компонентов. Структура аллотриоморфная или даже гранобластическая с резким появлением 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 образует неправильные крупные зерна, часто с включениями кварца и плагиоклаза. Плагиоклаз, судя по углу угасания в направлении $[100] = -7^\circ$, содержит около 18% *Al*. Сильно серицитизирован, широким развитием пользуются мирмецитовые вростки кварца, располагающиеся по границам с микроклином. Кварц образует зерна округлой формы, скопляющиеся в отдельных участках или же образующие включения в микроклине, плагиоклазе и производит впечатление реликта замещенной (фельдшпатизированной) породы. В качестве темноцветных минералов присутствуют бурый биотит и зеленая обыкновенная роговая обманка. Биотит частично хлоритизирован, изредка превращен в мусковит. В качестве примесей титаномагнетит, апатит. Вторичные—сфен и эпидот, наблюдавшиеся, впрочем, в очень небольших количествах.

Химизм этой породы очень близок химизму граносиенитовых магм Ниггли и вполне подобен химизму только что описанного образца 1216/38, от которого данная порода отличается только меньшим содержанием кварца и несколько более основным плагиоклазом и соответственно значениями коэффициентов *si* и *c*.

Породы иного состава, чем описанные граниты и граносиениты в теле посольненского плутона встречаются исключительно редко. Отмечу меланократовые шпидеры в граносиенитах около д. Гребень, имеющие состав габбродиорита и состоящие из преобладающей зеленой роговой обманки, остаточного бесцветного моноклинного пироксена, биотита, замещающего

роговую обманку и свежего слегка зонарного плагиоклаза. В качестве примесей—обильный апатит, сфен, ильменит. Повидимому, эти меланократовые шпильки являются продуктами неполной переработки пироксен-плагиоклазовых пород канского комплекса.

Контактовая зона посольненской интрузии очень широка и проявляется весьма разнообразно, будучи представлена 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, повидимому, целиком залегают внутри пород канского метаморфического комплекса, состоящего (вне зон контактового воздействия кислых интрузий) из гранатовых и гиперстеновых гнейсов, чарнокитов и пироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, 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 Ю. Енисейского кряжа, уже в области развития филлитов и кварцитов нижнего протерозоя, в разрезах по Енисею ниже устья Ангары, а также по Тасеевой выше Кондаковского рудника и Ангаре против д. Рыбной наблюдаются только широкие зоны мигматизации, внутри которых среди мигматитов наблюдаются многочисленные пачки гнейсов и амфиболитов, но вызвавшие мигматизацию граниты в обнажениях не наблюдались.

Мигматиты окружают довольно широким, но не сплошным ореолом посольненский и пискуновский плутоны, причем особенно эффектно они развиты на простирании выклинивающегося гранитного тела.

Например, километрах в 6 ниже устья р. Шилки по правому берегу р. Енисея на протяжении почти 1 км обнажены оригинальные, слегка милонитизированные мигматиты с резко выраженной порфиробластической структурой. Порфилобласты их сложены 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 формой, возникшей еще во время роста их. За это 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 и только периферия его гранулирована, или же зоны грануляции видны и внутри монокристалла, во втором—порфиробласт принимает линзовидную форму и перекристаллизован уже целиком в гранобластический аплитовидный агрегат микроклина.

Основная масса таких порфиробластических мигматитов мелкозернистая, сланцеватая. Состоит из гранобластического агрегата кварца, плагиоклаза с содержанием 33% *Al*, небольшого количества микроклина, бурого биотита и густо плеохроирующей синезеленой рибекитовой роговой обманки. В качестве примесей апатит и циркон. Между прочим, под микроскопом почти во всех порфиробластах микроклина наблюдаются включения кварца, биотита и рибекита.

Начальные стадии образования описанных мигматитов можно наблюдать в обнажениях правого берега Енисея сразу ниже устья р. Шилки, где пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы канского комплекса мигматизированы относительно слабо. Пачки немигматизированных пироксен-плагиоклазовых пород превращены в гранатовые амфиболиты. В тех уча-

стках их, где наблюдаются только отдельные порфиробласты микроклина, под микроскопом можно видеть, что обыкновенная роговая обманка, характерная для гранатовых амфиболитов, полностью замещена биотитом; в случае же энергичной фельдшпатизации исчезает и гранат, также переходящий в биотит, причем одновременно основная масса порфиробластического мигматита обогащается кварцем, микроклином и рибекитом и таким образом формируется порфиробластический мигматит, неотличимый от описанных выше.

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

Примерно того же типа, но более мелкозернистые мигматиты распространены в районе Кондаковского слюдрудника и на р. Ангаре против д. Рыбной, а также в разрезах по Енисею ниже д. Абалаковой и в нижнем течении рч. рч. Рудиковки и Каменки. Мигматиты эти детально описывались Мейстером (25) под названием тасеевских, ангарских и енисейских ортогнейсов и рудиковских гранитов, а в последнее время Якшиным (52). В пределах этих двух зон развиты различные фельдшпатизированные породы и метасоматические мигматиты, переслаивающиеся с биотит-плагиоклазовыми, биотит-амфиболовыми гнейсами и плагиоклазовыми амфиболитами. По рч. Рудиковке преобладают гранитовидные мигматиты, очень напоминающие посольненские мигматитовые граниты, отличающиеся ясно выраженными следами протоклаза. Имеются основания предполагать, что в этих участках мигматизации подверглись сланцы мурожно-татарского, а не массивные породы канского комплекса, чем и определяется резко выраженная сланцеватость мигматитов, обусловленная параллельной ориентировкой таблитчатых порфиробластов микроклина и облекающим расположением листочков слюды.

Химические анализы ангарских и енисейских мигматитов, заимствованные у Мейстера (25, стр. 219), представлены на таблице 3 (анализы III и IV). Химизм их, как это можно видеть на таблице 4, очень близок химизму посольненских мигматитов и мигматитовых гранатов и также имеет ясно выраженный рапакивитовый характер, хотя эта особенность, естественно, здесь несколько затусована.

В работе Мейстера (стр. 218 и 223), кроме того, приведены химические анализы гнейсовидных аляскитового гранита и умптекита из нижнего течения рч. Рудиковки. Химизм „аляскитового гранита“ (см. таблицу 25—26, анализ 1) точно отвечает среднему типу щелочного гранита Заварицкого и нормально щелочно-гранитовому типу магмы Ниггли. Химизм „умптекита“ Мейстера действительно наиболее близок химизму умптекитового типа магмы Ниггли и среднему типу умптекита Заварицкого. Таким образом, та и другая порода имеют резко выраженный щелочный характер и по классификации Ниггли они 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 воз-

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. Впрочем, попытка увязать данные химических анализов пород посольненской интрузии дает совершенно плавные вариационные кривые (рис. 4), что как будто должно доказывать наличие генетических связей между всеми анализированными породами. Исключением являются только мигматиты (анализы III и особенно IV), отличающиеся резко повышенным значением *mg* и пониженным *alk*, что для этого типа пород является естественным. Между прочим, высокое значение коэффициента *mg* указывает на образование мигматита за счет богатых магнием пород. Для анализа III (ангарский гнейс Мейстера) это подтверждается и геологическими наблюдениями. Ангарские мигматиты несомненно образовались путем фельдшпатизации нижнепротерозойских пражинитов. Совершенно естественным является подобный вывод и для мигматитов района Костыльниково и Абалакова откуда происходит анализированный Мейстером образец (анализ IV).

Контактовые гнейсы и амфиболиты. Посольненский pluton внедрился в породы канского метаморфического комплекса, характеризующиеся минеральными ассоциациями фации гиперстеновых гнейсов, т. е. парагенезисами плагиоклаз-диопсид-гиперстен и плагиоклаз-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 приобретением ассоциаций, характерных для амфиболитовой фации (51).

Здесь развиты пачки биотит-плагиоклазовых гнейсов, обладающих составом из кварца, олигоклаза и биотита, иногда с примесью граната, силлиманита и эпидота, перемежающиеся с пачками плагиоклазовых амфиболитов, которые характеризуются обыкновенной роговой обманкой и средним плагиоклазом, причем в некоторых разностях появляется обильный красный гранат, в других сфен и эпидот. Судя по ряду переходных разностей и реликтовым структурам, эти амфиболиты образуются за счет пироксен-плагиоклазовых пород канского комплекса. Биотит-плагиоклазовые гнейсы обладают совершенно одинаковым химическим составом с гранатовыми гнейсами канского комплекса и образовались, 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 плагиоклазом, развивается красный гранат. По видимому, характерным для этого метаморфизма является также понижение основности плагиоклаза, причем освобождающаяся анортитовая молекула идет на образование эпидота и одновременно за счет ильменита образуется сфен. В зонах описанных инъекций эти породы в большей или меньшей степени обогащаются метасоматически

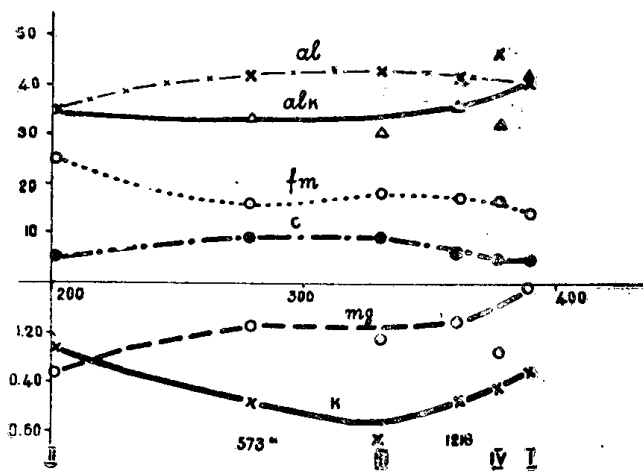


Рис. 3. Вариационная диаграмма гранитов и мигматитов посольненской интрузии.

с примесью граната, силлиманита и эпидота, перемежающиеся с пачками плагиоклазовых амфиболитов, которые характеризуются обыкновенной роговой обманкой и средним плагиоклазом, причем в некоторых разностях появляется обильный красный гранат, в других сфен и эпидот. Судя по ряду переходных разностей и реликтовым структурам, эти амфиболиты образуются за счет пироксен-плагиоклазовых пород канского комплекса. Биотит-плагиоклазовые гнейсы обладают совершенно одинаковым химическим составом с гранатовыми гнейсами канского комплекса и образовались, 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 плагиоклазом, развивается красный гранат. По видимому, характерным для этого метаморфизма является также понижение основности плагиоклаза, причем освобождающаяся анортитовая молекула идет на образование эпидота и одновременно за счет ильменита образуется сфен. В зонах описанных инъекций эти породы в большей или меньшей степени обогащаются метасоматически

развивающимся микроклином, причем одновременно амфибол замещается биотитом, иногда же развивается щелочная роговая обманка. Около пегматитовых жил замечается образование мусковита и иногда турмалина и силлиманита.

Аплито-пегматитовая фаза посольненской интрузии пользуется чрезвычайно широким распространением, причем характерно, что пегматиты встречаются преимущественно вне гранитных массивов и окружающих их мигматитовых зон. Очень часто пегматиты оказываются слюдоносными, некоторые месторождения их разведывались и более или менее детально изучены и описаны, 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. Большею частью это неравномернозернистые желтоватозеленые породы с обособлениями грубозернистого материала, обладающего письменной структурой. Характерен обильный мусковит, в эндоконтактных же зонах иногда наблюдается примесь турмалина и граната. Письменные граниты образуют преимущественно пластовые тонкие (до 2 м) жилки, обладают светлорозовой 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 в 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 висячем боку пегматитовой жилы. Например, ниже устья Бобровки по левому берегу Енисея биотит-плагиоклазовые гнейсы рассечены рядом жил розового ортотектита с выпотами письменного гранита и довольно обильным мусковитом. В лежащем боку жилы, даже в самом контакте, гнейс почти не изменен. Пневматолитизация выразилась только в проявлении довольно крупных зерен апатита, сфена и ортита с эпидотовой каемкой, а также в развитии по трещинкам небольшого количества мусковита и хлорита. В висячем же боку гнейсы сильно пневматолитизированы на расстоянии 12—15 м от контакта с образованием двуслюдяных гнейсов, которые отличаются от обычного типа биотит-плагиоклазового гнейса обилием крупных листочков мусковита, развивающегося очевидно за счет плагиоклаза, содержание которого в таких двуслюдяных гнейсах всегда резко понижено. Интересно, что гранат в двуслюдяных 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 плагиоклаза. Около них, естественно, пневматолитизация особенно сильна.

Пегматиты пегматоидной структуры, в частности с развитыми пневматолитовыми фазами, естественно встречаются значительно реже, но они значительно лучше изучены, ибо в некоторых случаях оказываются промышленно слюдоносными, иногда же содержат значительные концентрации берилла. Наряду с ортотектитами и письменными гранитами такого типа пегматиты наблюдались в бассейнах рр. Посольной и Шилки, где, между прочим, недавно было открыто и передано в эксплуатацию новое месторождение (Александровское) мусковита, а также в давно известных Кондаковском и Баргинском (Канском) месторождениях 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 (Канского) месторождений необходимо остановиться несколько подробнее.

Пегматиты Кондаковского слюдяного месторождения детально изучены и описаны Якжиным (51). Месторождение это расположено на правом берегу р. Тасеевой в 18 км от ее устья, т. е. в крайнем СВ углу исследованной нами площади.

В строении района главное участие принимают различные кристаллические сланцы, образующие полосу СВ простирающаяся около 10 км шириной. В южной части полосы выступают мигматизированные гнейсы и амфиболиты. В главной же своей части эта полоса сложена двуслюдяными и слюдяно-гранатовыми сланцами и более редкими слюдяными сланцами с ставролитом, дистеном, силлиманитом. Среди этих разновидностей слюдяных сланцев встречаются прослои гранато-роговообманковых, 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 наряду с простыми письменными гранитами широко распространены резко расслоенные пегматиты с обособленными: аплитовой оторочкой, зоной письменного гранита, крупнозернистой пегматоидной зоной и кварцевым поясом в центре. Изредка встречаются альбитовые пегматиты с резко выраженной кварцево-берилловой фазой.

Метаморфизм всей полосы, включающей слюдоносные пегматиты Кондаковского месторождения, в значительной степени обязан инъекции пегматитов и имеет существенно пневматолитический характер. Правда, часть встречающихся здесь кристаллических сланцев, например амфиболиты и биотит-плагноклазовые гнейсы и мигматиты, развитые в ЮВ части пегматитового поля, очевидно были сформированы еще до внедрения пегматитовых расплавов. Но массовая инъекция последних обусловила почти региональный пневматолитизм всего пегматитового поля, причем этот вторичный пневматолитический метаморфизм испытали как гнейсы и амфиболиты, так и филлиты и кварциты; продуктом же этого пневматолитизма и явились 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 нигде в Ю. Енисейском кряже подобного типа слюдяных сланцев не встречено. Начальные стадии аналогичного пневматолитизма, выражающегося в мусковитизации биотит-плагноклазовых гнейсов в контакте с ортотектитовыми жилами р. Бобровки и басс. Посольной, описаны выше. В Кондаковском месторождении, благодаря обилию сближенных пегматитовых жил и широкому развитию пегматитов с развитыми пневматолитовыми фазами, подобная мусковитизация развита регионально в пределах всего пегматитового поля. Повидимому, такие минералы, как гранат, силлиманит, дистен, ставролит, также обязаны своим происхождением пневматолитизму. Интересны в этом отношении наблюдения над условиями появления ставролита в сланцевой толще.

Километра 1,5 ниже рудничного поселка на правом берегу р. Тасеевой обнажена толща довольно однообразных тонкочешуйчатых слюдяногранатовых сланцев, состоящих из кварца, биотита, мусковита и граната, образующего порфиробласты 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 зальбандах

этих жил сланцы приобретают крупное зерно и в них развиваются крупные порфиобласты граната и ставролита. Особенно наглядно доказывается существенно-пневматолитическое происхождение ставролита наличием кварцевых жил, на зальбандах которых развиты корки 2—3 см мощностью крупнозернистого ставролита, образующего кристаллы до 2—3 см длиной.

Начальные стадии процесса образования слюдяно-грантового сланца можно наблюдать в разрезах по р. Ангаре на СВ продолжении кондаковского пегматитового поля. Около д. Сметаниной, а особенно на правом берегу р. Ангары можно видеть однообразную толщу серо-зеленых филлитов, состоящих существенно из кварца, хлорита и серицита. В этих филлитах только в участках, где развиты тонкие послейные жилки и линзочки серого прозрачного кварца, замечается 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 от отдельных кварцевых жил.

Для дистена и силлиманита нет таких ясных доказательств генетической связи их с пегматитами, но должен отметить, что дистен в Ю. Енисейском крае встречен только в слюдяных сланцах пегматитовых полей Александровского и Кондаковского месторождений, а силлиманит наиболее обычен для контактов с пегматитами.

Пегматиты Баргинского (Канского) слюдяного месторождения прекрасно описаны Альтгаузен (1).

Вмещающими породами являются гранат-полевошпатовые и пироксен-плагиоклазовые породы канского комплекса, причем пегматитовые жилы всегда как чехлом одеты сланцеватыми биотитовыми и роговообманковыми гнейсами, каковое обстоятельство Альтгаузен особо подчеркивает: „Все пегматитовые жилы приурочены только к сланцеватым породам—биотитовым и частично роговообманковым гнейсам“ (1, стр. 164), причем: „довольно ясно вырисовывается связь между формой пегматитового тела и внешней формой вмещающих гнейсов. Эта связь выражается в том, что там, где имеются выдержанные „пласты“ гнейсов, пегматитовые жилы выдержаны по простиранию и имеют пластинообразную или блинообразную форму; в тех же случаях, когда гнейсы обладают неправильными глыбообразными контурами, пегматитовые жилы имеют также неправильные формы, иногда повторяющие изгибы контуров гнейсов“ (1, стр. 165). Большая часть пегматитов имеет характер пластовых жил, простирающихся в СЗ румбах, в некоторых же случаях жилы падают круче, чем вмещающие породы, причем углы падения колеблются от 15 до 60°. Форма жил преимущественно пластинообразная. 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 заполнена 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, с значительной примесью мусковита, турмалина, берилла и т. д.

Разбирая вопрос о генезисе пегматитов, Альтгаузен делает значительную ошибку, имеющую принципиальное значение. Он считает, что биотитовые гнейсы облекающие пегматитовые жилы являются первичным компонентом метаморфической толщи, которая, попав в условия катазоны, испытала сильный метаморфизм, причем часть материала испытала полное размягчение и дала впоследствии массивные пироксен-плагиоклазовые и гранат-полевошпатовые породы, часть же (глинистые породы) оказалась более тугоплавкой и биотитовые гнейсы в тех же условиях сохранили свою сланцеватую текстуру. Пегматиты Баргинского м-ния, по мнению Альтгаузена, сформировались в основном ранее, чем полностью отвердели массивные породы. „При наличии размягченной массы, среди которой

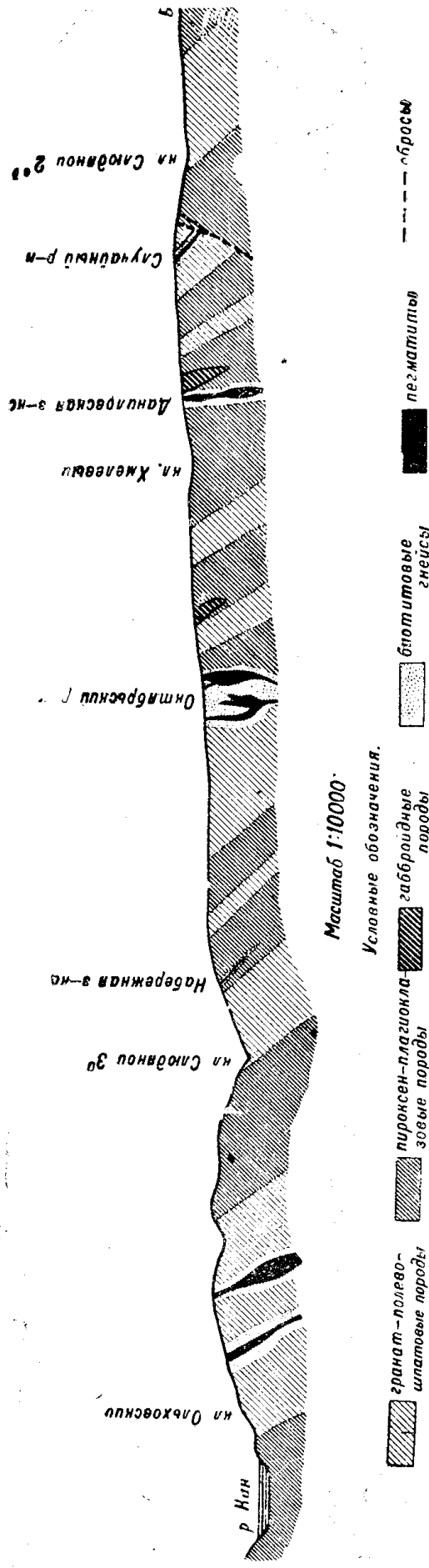


Рис. 4. Схематический разрез Канского месторождения пегматитов (по Альтгаузену).

были пластообразные и изредка глыбообразные тела сланцеватого и трещиноватого биотитового гнейса, вполне очевидно, что легко подвижный пегматитовый расплав, в поисках наиболее удобных путей для проникновения в более высокие зоны земной коры, находил в гнейсах именно те механические условия, которые отвечали этим механическим стремлениям. Таким образом, сохранившиеся участки гнейсов явились своего рода отводными каналами магматических экстрактов" (стр. 235).

Представления Альтгаузена по данному вопросу поражают своей искусственностью. На самом деле взаимоотношения между пегматитами и вмещающей толщей гранат-полевошпатовых и пироксен-плагиоклазовых пород канского комплекса гораздо проще. Пегматитовый расплав внедрялся в породы этой формации не только, 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 были естественно сильно милонитизированы и расланцеваны. Совершенно естественно, что пегматитовый расплав внедрялся вдоль этих дизъюнктивов, 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, что хорошо подчеркнуто на карте и разрезе Альтгаузена (рис. 4), но и зависимостью между мощностью пегматитовой жилы и мощностью оторочки биотитового гнейса, наличием переходов от биоти-

товых гнейсов к гранат-полевошпатовым породам, постоянно наблюдавшимися явлениями биотитизации граната, с развитием полных псевдоморфоз, о чем, между прочим, в разных местах своей работы упоминает и сам Альтгаузен. Наконец, следует отметить, что превращение гранатовых и гиперстеновых пород в биотитовые гнейсы вообще является в нашем районе характерным контакт-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, особенно изучение приведенной на стр. 225 работы Альтгаузена (1) вариационной диаграммы, 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 изменения. Можно думать, поэтому, что пневматолитиз массивных пироксен-плагиоклазовых и гранат-полевошпатовых кристаллических сланцев, обусловленный пегматитовыми расплавами, сопровождался выносом значительных количеств воды и калия. Возможно, что одновременно выносились из замещаемой породы 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 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 амфиболитизации пироксенов. Мусковит, турмалин и другие пневматолитические минералы здесь пользуются слабым распространением. Сейчас трудно 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 более древней, например, таракской гранитной интрузией, что отчасти находит себе подтверждение и в сильном катаклазе и милонитизации баргинских пегматитов, вполне сравнимом с таковыми таракских гранитов.

Фациальность и условия формирования интрузии. Как было указано выше, посольненской интрузией обусловлен сложный метаморфизм, выразившийся в образовании за счет самого различного исходного материала: биотит-плагиоклазовых гнейсов, плагиоклазовых амфиболитов и мигматитов, причем минеральные ассоциации контактовых пород посольненской интрузии характерны для амфиболитовой фации (Эсколя), 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, повидимому, и самих гранитов. Мигматитовые образования широко распространены и весьма типичны для посольненской интрузии, причем 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, по видимому, биотит и рибекит, мигматизирующие растворы имели резко выраженный щелочной характер. В поле не удастся провести границу между мигматитами и собственно гранитами посольненской интрузии, да, по видимому, этой границы и нет, и во всяком случае значительная часть посольненских гранитов имеет определенно мигматитовый характер, о чем говорит их унаследованная гнейсовидность и полосчатость, аллотриоморфные и даже гранобластические структуры, явления замещения плагиоклаза микроклином и т. д. Любопытным является также исключительно слабое проявление собственно ассимиляционных явлений, что и обусловило поразительное однообразие гранитов, слагающих посольненский и пискуновский плутоны. Наконец, очень характерным для посольненской интрузии является чрезвычайно широкое развитие пегматитов, которые секут структуры мигматитов и очевидно являются продуктом дополнительной инъекции, между прочим сопровождавшейся своим существенно пневматолитическим метаморфизмом, выражающимся в развитии биотита, мусковита, турмалина, граната, иногда ставролита, дистена, ортита.

Изложенное выше 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, позволяет 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 раздвижением 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, по видимому, было не так велико, поскольку об этом можно судить из сравнения данных химических анализов типичного мигматитового гранита (1216), мигматитового граносиенита (573а), наиболее распространенной породы канского комплекса—гранатового гнейса (1042) и продукта метаморфизма последнего—биотитплагиоклазового гнейса (333а).

Таблица 5.
Химические анализы мигматитового гранита, биотитплагиоклазового и гранатового гнейса.

	1042	333а	1216		573а			
	Весов. проц.	Весов. проц.	Весов. проц.	Разность с 1042	Разность с 333а	Весов. проц.	Разность с 1042	Разность с 333а
Si O ₂	69,46	69,89	71,07	+ 1,61	+ 0,18	65,47	- 3,99	- 4,42
Ti O ₂	0,87	0,65	0,22	- 0,65	- 0,43	0,44	- 0,43	- 0,21
Al ₂ O ₃	13,19	13,20	13,71	+ 0,52	+ 0,51	16,56	+ 3,37	+ 3,36
Fe ₂ O ₃	0,59	1,21	2,52	+ 1,93	+ 1,31	2,62	+ 2,03	+ 1,41
FeO	4,77	4,46	1,03	- 3,74	- 3,43	1,48	- 3,29	- 2,98
MgO	2,69	2,16	0,37	- 2,32	- 1,73	0,49	- 2,20	- 1,68
CaO	3,40	2,44	1,28	- 2,12	- 1,16	1,97	- 1,43	- 0,47
Na ₂ O	2,22	2,58	3,79	+ 1,57	1,21	4,33	+ 2,11	+ 1,75
K ₂ O	1,68	2,36	5,11	+ 3,43	+ 2,75	5,60	+ 3,92	+ 3,24
Пот. при прок.	1,22	1,09	0,41	- 0,84	- 0,68	0,37	- 0,85	- 0,72

Таблица 5 показывает, что в процессе мигматизации к материалу первичной породы были прибавлены повидимому только щелочи, особенно калий, и глинозем. Изучение макро-и микроструктур мигматитов дает возможность утверждать, что процесс фельдшпатизации является процессом существенно метасоматическим, т. е. без существенного увеличения объема, почему мы должны допустить и вынос растворами некоторого количества окисей магния, кальция и железа из замещаемой породы, причем одновременно часть закисного железа переходит 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 дайки двуслюдяных гранитов, ортотектиты и слюдоносные пегматиты секут, иногда вкрест простирания, мигматиты. Таким образом, единственные достоверные настоящие магматические образования являются наиболее поздними в этом магматическом комплексе и 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. Повидимому, 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 нискуновский гнейсогранитные плутоны и связанные с ними пегматиты прорывают и метаморфизуют канский, енисейский и мурожно-татарский метаморфические комплексы, в частности кварциты Сухого хребта, а также формацию древних диабазов, пересекающих обильными дайками таракскую гнейсогранитную интрузию и гнейсы канского комплекса (рис. 5). Описанные ниже нижнеканские гра-

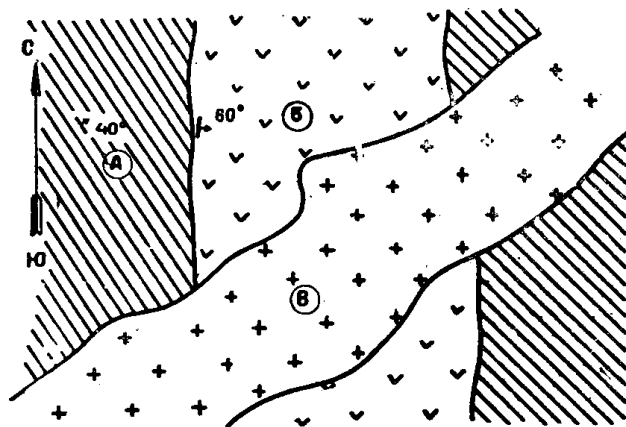


Рис. 5.

ниты местами включают громадные ксенолиты мигматитов, совершенно схожих с посольненскими. Судя по полному отсутствию гнейсогранитных интрузий, аналогичных посольненской, а также слюдоносных пегматитов в нормально-осадочных известняково-сланцевых толщах среднепротерозойского возраста, нужно думать, что интрузия посольненских гнейсогранитов и мигматитов, вернее процесс гранитизации имел место после того, как нижнепротерозойские осадочные толщи были пронизаны диабазовыми силами, собраны в складки и рассланцованы, но до интрузии нижнеканских гранитов и тем более до отложения карбонатного среднего протерозоя.

Полезные ископаемые посольненской интрузии связаны только с ее пегматитами, которые вкратце описаны выше. Из разнообразных минералов пегматитовых жил практическое значение пока получил мусковит, эксплуатация которого в довольно крупных масштабах идет в Кондаков-

ском и Александровском месторождениях. Баргинское месторождение эксплуатировалось, но в настоящее время находится в консервации. Вполне возможно использование полевого шпата и кварца многих пегматитовых жил. Наконец, в Кондаковском и Баргинском месторождениях установлено мною для некоторых жил высокое содержание и значительные запасы берилла. Интересно, что в посольненских гранитах монацит является редкостью и промышленных концентраций монацита в россыпях бассейна р. Посольной пока не встречено. Объясняется это, очевидно, практически полным отсутствием ассимиляции первично монацитоносных гнейсов канского комплекса, благодаря чему не только не происходила вторичная концентрация редких земель подобно тому, как это мы имели в таракской интрузии, но эти редкие земли, повидимому, были даже частью вынесены в процессе мигматизации и вошли в состав ортита, которым иногда довольно богаты контактовые гнейсы.

2. Нижнеканская гранитная интрузия.

Р. Кан в своем нижнем течении на протяжении около 80 км прорезает громадный гранитный плутон и его контактовую зону, пронизанную рядом сателлитовых тел. Начиная от Большого порога (15 км от устья Кана) до кл. Березового, т. е. на протяжении около 25 км, по берегам р. Кан обнажены по существу только роговики и инъекционные гнейсы, пронизанные большим количеством послойных и секущих пегматитовых и аплитовых жил и несколькими некрупными (линзовидными телами), сложенными породами сиенитового и диоритового состава, которые имеют явно гибридный характер. От кл. Березового до кл. Ростовцева—на протяжении 40 км Кан вскрывает главный гранитный плутон, сложенный красными и розовыми порфиroidными гранитами. Вблизи северного контакта граниты содержат значительное количество шлировых масс диоритового состава. Ближе к восточному контакту граниты местами переполнены громадными включениями мигматитов посольненского типа, а также иногда содержат ксенолиты амфиболитового состава. Ширина восточной экзоконтактовой зоны невелика и 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 (30) по правобережью Енисея выше устья р. Кана.

Решительно преобладающим типом пород, слагающих главный плутон являются красные и розовые микроклиновые порфиroidные граниты. Преобладающим компонентом в них является красный или розовый микроклин, образующий выделения иногда до 4 см в длину, чаще же менее крупные. Границы выделений с остальной массой породы неясны и в краевых частях микроклинового зерна всегда много включений плагиоклаза и кварца. Микроклиновая решетка проявляется неравномерно, пятнами, преимущественно около включений, иногда же совсем не проявляется. Характерна постоянная пертитизация с ключевидным или жилковатым пертитом. Плагиоклаз составляет не более 20—25% массы породы. Он имеет состав альбит-олигоклаза, реже олигоклаза, иногда слабо зонарный, серицитизированный; образует значительно менее крупные, чем микроклин, зерна, имеющие в образце беловатую окраску. Кварц прозрачный серый или даже черный присутствует в нормальном для гранита количестве—25—30% и только редко количество его снижается до 10—15%. Темные минералы представлены только бурым биотитом, иногда хлоритизированным, присутствующим в небольшом количестве. Встречаются порфиroidные граниты и совсем без биотита. Довольно часто встречается мусковит. В качестве примесей: апатит, циркон и магнетит,

причем последний является постоянной составной частью гранитов, чем, между прочим, нижнеканские граниты—вместе с окраской и характером микроклина—резко отличаются от таракских. Явления катаклаза в виде облачного угасания кварца наблюдаются почти в каждом образце, но иногда—особенно в контактовых зонах—граниты заметно гнейсированы. Кроме того, в качестве существенного текстурного элемента намечается параллельное расположение таблитчатых кристаллов микроклина, являющееся уже выражением прототектоники.

На таблице 6 приведены два анализа типичных для нижнеканского плутона гранитов.

Химический состав пород нижнеканской интрузии.

Таблица 6.

	1072/1937		871/1938		846/1938	
	Весов. проц.	Молек. колич.	Весов. проц.	Молек. колич.	Весов. проц.	Молек. колич.
SiO ₂	73,42	1223	68,03	1133	59,63	994
TiO ₂	0,07	1	0,30	4	0,85	11
Al ₂ O ₃	13,25	129	15,08	148	16,87	166
Fe ₂ O ₃	2,09	13	2,07	13	3,45	22
FeO	0,80	11	1,65	23	3,68	51
MgO	0,49	12	0,63	16	3,12	78
MnO	—	—	—	—	0,26	4
CaO	1,49	27	2,30	41	6,74	120
Na ₂ O	3,36	54	4,26	69	2,84	46
K ₂ O	4,00	42	3,71	39	1,40	15
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,26	2
— H ₂ O	0,15	—	0,20	—	0,70	—
Пот. при прок.	0,36	—	1,80	—	0,38	—
	99,85		100,36		100,18	

Таблица 7.

Пересчеты анализов пород нижнеканской интрузии.

	п о Н и г г л и								по Заварицкому			
	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	a	c	b	s
1072	406	43	16	9	32	0,44	0,25	0,56	12,8	1,8	3,7	81,7
871	313	41	18	11	30	0,36	0,25	0,61	14,8	2,7	4,5	78,0
2001	190	32	34	23	11	0,25	0,44	0,68	8,6	7,4	13,5	70,5

1072—розовый порфировидный гранит. Р. Кан, Косой порог. Аналитик—И. П. Онуфриенок.

871—Красный крупнозернистый гранит. Р. Кан. Аналитик—И. П. Онуфриенок.

2001—Тоналит, гибридный. Р. Рыбная, приток р. Кан. Аналитик—Кривец.

Анализируемый образец 1072/1937 представляет собой желтоваторозовую крупнозернистую породу с крупными—до 3 см длиной—порфировидными выделениями микроклина. Минералогический состав: кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, мусковит, сфен, циркон, магнетит, апатит. Крупнозернистость породы делает ненадежным определение количественного минералогического состава на пушинтеграторе; поэтому привожу результаты начисления нормативного состава, вычисленного по способу CUPW: 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, с слабым развитием жилковатого пертита. Микроклино-

вая решетка проявляется только отдельными пятнами, преимущественно около пертитовых вростков, карлебадские двойники обыкновенны; резко ксеноморфен к кварцу и плагиоклазу. Плагиоклаз образует идиоморфные таблитчатые зерна, резко повторно зонарен, причем состав отдельных зон, судя по углам угасания в направлении [100], меняющимся от $+11^\circ$ до -12° , колеблется от 27% *Al* до 10% *Al*. 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: довольно обильный магнетит, апатит, циркон, сфен. Вторичные продукты—хлорит по биотиту, серицит и крупные листочки мусковита по плагиоклазу.

Образец 871/38 представляет грубо и равномернозернистый красный гранит с средней величиной зерна 0,5—1,0 см. Состоит из тех же компонентов, что и предыдущий. Различие сводится к заметно меньшему в красном граните содержанию кварца, что находит себе отражение и в химическом анализе, и в особенностях структуры. Нормативный состав главных компонентов, вычисленный по *CUPW*: кварц—22,9%; ортоклаз—21,7%; альбит—36,2%; анортит—11,1% и, 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 зерна дает угасание в направлении [100] $+5^\circ$, а узкая полоска на периферии зерна 0° , т. е. состав изменяется только в пределах от 23 до 21% *Al*. Характерен резкий идиоморфизм плагиоклаза по отношению к микроклину, благодаря чему микроструктура в некоторых участках шлифа принимает характер мондонитовой. Микроклин с почти не проявленной решеткой и очень слабо пертитизированный ксеноморфен к плагиоклазу, но резко

идиоморфен к кварцу. Последний образует крупные неправильные зерна с слабо выраженным облачным угасанием. Биотит сильно хлоритизирован, образует мелкие таблички, сбивающиеся кучками и располагающиеся вместе с кварцем и микроклином в интерстициях между зернами плагиоклаза; заметно ксеноморфен к последнему. В качестве примесей: обильный магнетит, сфен, апатит, циркон. Вторичные — серицит, развивающийся в виде очень тонкой сыпи по плагиоклазу, хлорит по биотиту и немного мусковита.

По особенностям химизма обе породы очень близки друг другу и различия между ними, по существу, определяются только несколькими различиями содержанием кремнекислоты. Вычисление числовой характеристики по Заваарицкому показывает, что анализированные граниты очень близки „среднему граниту“, причем уклонения в образце 1072 направ-

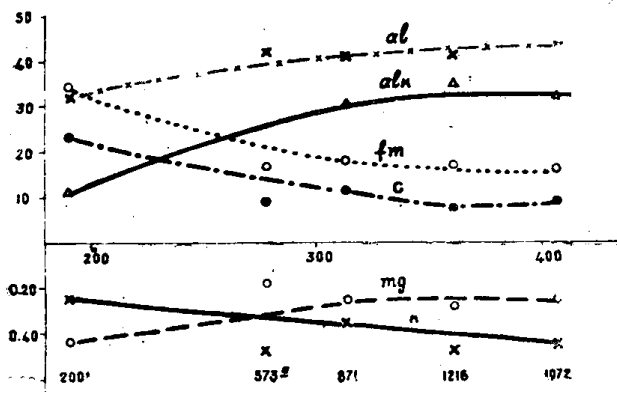


Рис. 6. Вариационная диаграмма гранитоидов нижнеканской интрузии. Анализы 573-а и 1026 представляют химизм посольненских гранитов и нанесены на диаграмму для сравнения.

лены в сторону повышения значения *s* и понижения *b*. В образце 871 уклонения в другую сторону: по сравнению с „средним гранитом“ повышено значение *a* и понижено *s*. Пересчет по способу Н и Г Г л и обнаруживает ясную принадлежность обоих анализированных образцов гранита к рапакивитовому типу магм. Обращает на себя внимание также химическая близость нижнеканских гранитов с посольненскими гнейсогранитами, также обладающими ярко выраженным рапакивитовым химизмом, что делает очень вероятным и наличие генетической связи между теми и другими. На вариационной диаграмме (рис. 6) ниже-канских гранитоидов для сравнения нанесены и два анализа наиболее типичных гранитов посольненской интрузии. Правда, анализы недостаточны, чтобы делать какие-либо уверенные выводы, но обращает все же на себя внимание, что анализ посольненского гранита № 1216 довольно точно попадает на вариационные кривые ниже-канских гранитоидов. Анализ 573—уже значительно уклоняется от этих кривых, но этот анализ представляет химизм гранитоидной породы, мигматитовое происхождение которой несомненно. Наиболее резко уклонения в химизме посольненских гранитов выражаются в повышенной их щелочности, что кажется вполне естественным, если учесть способ их образования.

На участке течения р. Кана от устья Рыбной до восточной границы плутона в гранитах часто наблюдаются громадные включения—ксенолиты инъекционных гнейсов—и менее крупные—черных амфиболитов.

Инъекционные гнейсы включений очень разнообразны по своему внешнему виду. Это всегда гнейсовидные слоистые породы серого, желтосерого или красного цвета в зависимости от количества биотита и микроклина. Слоистость определяется чередованием биотитовых и полевошпатовых или кварцево-полевошпатовых прослоек или линзо-

чек, причем в случае интенсивной мигматизации биотитовые пленки как бы расплываются в массе кварц-полевошпатового материала.

Эти инъекционные гнейсы образуют громадные, до 1/2 км в поперечнике, включения в гранитах, являющиеся, может быть, просто выступами кровли. Они местами прорезаны многочисленными послойными телами средне- и крупнозернистого желтоватого адамеллита, образующего много мелких внедрений по слоистости инъекционного гнейса, причем контакты адамеллита с последними всегда совершенно резкие и 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.

Описанные гнейсы и амфиболиты включений повидимому являются чуждыми интрузии ниже-канских гранитов, представляя собой захваченные гранитной магмой обломки 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. Повидимому, инъекционные гнейсы и амфиболиты включений являются существенно механически захваченными обломками пород канского комплекса и мигматитов более древней посольненской интрузии.

В эндоконтактных зонах массива нижеканские граниты часто содержат шпирь кварц-диоритового и тоналитового состава, достигающие 30 м в поперечнике, причем породы эти, несомненно являясь гибридными образованиями, имеют характер нормальных магматических пород, отличаясь разве только обилием апатита. Кроме диоритовых шпирь нередко встречаются шпирь гранодиоритового состава, обнаруживающие унаследованную гнейсовидность. В пределах северной части гранитного массива встречаются мелкие шпирь, имеющие лампрофировый характер и характеризующиеся обилием зеленой роговой обманки в идиоморфных зернах наряду с слабо зонарным 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.

На таблице 6 дан химический анализ гибридного тоналита (обр. 2001/38), образующего мелкие шпирь в граните южной контактовой зоны (р. Рыбная). Минералогический состав: кварц—27%; плагиоклаз—58%; биотит—9%; роговая обманка—7%, сфен, апатит, магнетит—2%. Плагиоклаз свежий, тонкоzonарен, состав меняется в отдельных зонах от 42% *Al* в центре до 21% *Al* на периферии. Светлозеленая роговая обманка образует вытянутые идиоморфные призмы. Биотит также очень светлый с плеохроизмом от бледножелтого до зеленобурого. Сфен образует крупные зерна и производит впечатление существенной составной части. В качестве примеси магнетит и апатит, ассоциирующие преимущественно с роговой обманкой.

В результате пересчетов данных химанализа обнаруживается четко выраженный тоналитовый или точнее пелелитовый тип химизма анализируемого образца (см. табл. 7). Гибридный характер породы несомненен, хотя и не обнаруживается в особенностях минералогического состава и структуры данного образца.

Севернее главного гранитного плутона, около устья рч. Немкиной, р. Каном вскрывается еще три небольших интрузивных тела, сложенных сильно гибридизированными породами.

Например, небольшое интрузивное тело, обнажающееся сразу выше устья рч. Немкиной, целиком сложено темносерым диоритом, перепол-

ненным мелкозернистыми меланократовыми шлирами, причем шлиры эти достигают нескольких десятков метров в поперечнике. Сам диорит также обнаруживает иногда унаследованную слоистость, чем подчеркивается его гибридный характер. Микроскопическое изучение не дает каких-либо новых признаков гибридной, кроме повышенного содержания амфибола и биотита, сбивающихся кучками.

Более крупное тело, вскрывающееся р. Каном около устья р. Н. Атат, сложено уже желтовато-серыми или светлосерыми гранодиоритами и тоналитами. В северной контактовой зоне этого плутона наблюдается сначала интенсивная инъекция светлосерого гранодиоритового материала в вмещающие породы, а в самом контакте—чередование темносерых мелкозернистых артеритовых гнейсов с интрузивной брекчией, состоящей из обломков биотит-амфиболового парагнейса, погруженных в гибридный гранодиорит.

Жильная свита нижнеканской интрузии представлена обильными инъекциями аплитов, пегматитов и очень редкими лампрофирами. Аплиты и пегматиты особенно широко распространены в северной контактовой зоне, где они образуют частью послонную инъекцию, частью секущие жилы северозападного простирания, причем последние залегают с одинаковым простиранием и в интрузивных породах, и в вмещающей толще. В восточном контакте главного плутона они встречаются значительно реже. Здесь также имеет место и послонная инъекция, и секущие жилы, но простирание последних здесь уже широтное. Довольно широко распространены послонные жилы мясокрасного пегматита в ЮЗ контактах— в бассейне р. Рыбной, где они эксплуатируются на полевой шпат. В центральной части главного плутона аплиты и пегматиты встречаются очень редко, причем наблюдались 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 мелкозернисты 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. Почти всегда наблюдается резко выраженная более или менее грубая письменная структура, причем часто наблюдается слабое расслоение—периферические части жилы сложены аплитом, центральная же—письменным гранитом или же одним полевым шпатом. Микроскоп показывает, что в образовании письменного гранита принимает участие как микроклин, так и альбит-олигоклаз, причем стебельки кварца проходят, не изменяясь, из одного полевого шпата в другой. Структурные отношения показывают, что микроклин кристаллизовался позже плагиоклаза, причем частично метасоматически замещал последний. Сколько нибудь заметного проявления пегматоидных фаз в описываемых пегматитах не наблюдалось и минерализованы они весьма слабо, хотя мусковит и является обычным их компонентом.

Лампрофиры мало распространены. Нами встречена только одна дайка спессартита порфировой структуры, с выделениями игольчатой роговой обманки и с панидиоморфной основной массой, состоящей из зонарного плагиоклаза, биотита, роговой обманки и небольшого количества кварца.

Контактовый 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, что объясняется наличием ряда сателлитов, а также массы послонных и секущих аплитов-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: перекристаллизацию, инъекцию и пневматолитически-гидротермальный метасоматоз.

В пределах описываемой контактовой зоны довольно широким распространением пользуются 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, причем и вся порода приобретает ясный красноватый оттенок; такие красные мигматиты развиваются в участках, особенно густо пронизанных послонными 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 послонное проникновение растворов, обусловивших перекристаллизацию и развитие мусковита.

В некоторых случаях наблюдается обусловленная послонной пегматитовой инъекцией значительная последующая пневмогидротермальная переработка описанных контактовых гнейсов, в результате чего все компоненты породы, исключая кварца, 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 примерно такого же характера изменения, как и породы северного контакта. Они превращены здесь в ясно мигматизированные гнейсы, причем вместо граната развивается агрегат зеленого биотита и кварца и, кроме того, развивается 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. Километрах в 1,5 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 аплита-пегматита, оказывается сильно измененным, причем плагиоклаз частично перекристаллизован с развитием гранобластической структуры, пироксен же полностью замещен гранобластическим агрегатом обыкновенной роговой обманки.

Тектоника. Для суждения о форме нижнеканского плутона, я полагаю слишком малым количеством данных, ибо плутон этот был пересечен лишь несколькими маршрутами. Наблюдения над элементами прототектоники (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 шпирь; наблюдения в северном контакте противо-

речивы, но в самом контакте параллельная текстура гранита падает на север под углом 70°.

Судя по обилию ксенолитов и шпир денудирован плутон не особенно глубоко. Относительно слабый инъекционный метаморфизм, проявление аплитопегматитовых образований только в пределах довольно узкой контактовой зоны, проявление пневмогидротермального метасоматоза и т. д. позволяют предполагать, что нижнеканский плутон формировался на значительно меньших глубинах, чем таракский и посольненский и принадлежит совершенно иному типу—дискордантных массивов с дисгармоничной—по отношению к структурам вмещающих пород—вполне самостоятельной внутренней тектоникой и нормально-гранитной фацией пород.

Возрастное положение нижнеканской интрузии устанавливается следующими отношениями. Она прорывает и метаморфизует канский и енисейский (?) метаморфические комплексы и, самое главное, метаморфизует секущую последние обильными дайками формацию древних диабазов. Верхняя возрастная граница определяется другой диабазовой формацией (оливин-гиперстеновые диабазы, нориты и норитоперидотиты), имеющей, как это устанавливается достаточно точно, среднепротерозойский возраст, 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 гнейсами и, судя по резким контактам с гранитами, являющиеся чуждыми последним образованиям. Уже это позволяет думать, что интрузия нижнеканских гранитов имела место позже образования посольненских мигматитов и в существенно иной тектонической обстановке. О том же говорят соотношения аплитов и пегматитов нижнеканской интрузии с слюдоносными пегматитами Баргинского месторождения. Последние имеют выдержанное СЗ простирание и обнаруживают довольно сильный катаклиз, но в непосредственном соседстве с ними (немного ниже устья р. Богунаевой) наблюдаются почти широтные жилы аплитопегматитов, не затронутые рассланцовкой и очевидно связанные 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 видимо интродировали по крупным разломам в уже вполне консолидированную толщу и формировались, судя по слабому проявлению аплитопегматитовой 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 фактом пересечения и метаморфизма даек древней диабазовой формации, имеющих по некоторым данным нижнепротерозойский возраст, а верхняя—соотношением с карбонатным средним протерозоем и залегающими в последнем послынными дайками юной диабазовой формации. Очевидно, та и другая интрузия имеют нижнепротерозойский возраст. Посольненская интрузия, как это установлено выше, формировалась существенно путем метасоматической гранитизации в обстановке непрекращающихся тектонических движений и в этом смысле является синтетектонической. Нижнеканская же, будучи производной того же, родившегося в результате постнижнепротерозойского тектогенеза магматического очага, представляет собой несколько более позднее внедрение

вязкой, частично раскристаллизованной магмы в тектонически спокойной обстановке фазы расширения. Разрыв во времени между этими интрузиями однако был достаточно велик, чтобы к моменту внедрения нижнеканских гранитов были сняты денудацией километры толщ, под покровом которых формировались посольненские мигматиты.

В опубликованной в 1938 году предварительного характера информации (17) я условно синхронизировал нижнеканские граниты с татарским, аяхтинским и ангарским гранитами Южно-Енисейской тайги. Теперь я убедился, что это предположение было ошибочным. Ангарский гранит сечет дайки формации юных диабазов, которыми в свою очередь пересечены нижнеканские граниты.

Полезными ископаемыми нижнеканская интрузия небогата. В пегматитах и других породах северной контактовой зоны иногда наблюдается вкрапленность халькопирита. В центральной части массива наблюдались тонкие кварцевые жилы, содержащие следы золота. Шлихи, собранные по речкам, размывающим массив, состоят преимущественно из магнетита и содержат кроме того: сфен, ильменит, амфибол, эпидот, биотит, циркон, апатит, рутил, турмалин и очень редко—монацит.

Таким образом, ничего интересного в отношении металлоносности эта интрузия пока не дает. Пегматиты нижнеканской интрузии эксплуатируются в бессейне р. Рыбной на полевой шпат.

III. СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ И БОЛЕЕ ЮНЫЕ КИСЛЫЕ ИНТРУЗИИ.

Кроме описанных выше гранитных и гнейсогранитных интрузий, образующих крупные плутоны и мигматитовые поля, в пределах Ю. Енисейского края 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 более или менее точно доказывается среднепротерозойский возраст. Возраст остальных остается неопределенным и только некоторые косвенные соображения позволяют судить о времени их внедрения.

Ангарский гранит.

Карбонатная толща среднего протерозоя в районе устья р. Ангары пронизана небольшим сравнительно штоком серого грубозернистого гранита, а также свитой сопутствующих ему ортотектитовых и пегматитовых жил. Все эти образования в свое время были детально описаны Мейстером (25, стр. 181—215).

Граниты штока, между прочим слагающие известный Стрелковский порог на р. Ангаре, отличаются в свежих образцах светлосерой окраской, грубым зерном, заметной порфиричностью. При выветривании они принимают желтоватую или слегка розоватую окраску. Очень часто, особенно в приконтактных частях, содержат гнезда турмалина, местами же переполнены округлыми включениями—ксенолитами белого гранитпорфира. 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 нормально гипидиоморфной структурой. Резко преобладающим компонентом породы является микроклин, образующий крупные, выделяющиеся порфирично зерна с хорошо проявленной решеткой. Характерна сильная метасоматическая пертитизация, проявляющаяся особенно сильно по краям зерен микроклина. Плагноклаз образует резко идиоморфные мелкие призмочки, имеет состав альбита или альбит-олигоклаза, обычно сильно серици-

тизирован и присутствует в небольшом (до 10—15%) количестве. Кварц— в нормальном для гранита количестве (около 30%), ксеноморфен к микроклину. Биотит обычно обесцвечен и хлоритизирован. Во всех образцах имеется порядочно мусковита, который срастается с биотитом, частью развивается по полевому шпату, причем одновременно 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 Мейстера (25, стр. 181—215) приведен ряд анализов ангарских гранитов, из которых, впрочем, только один относится к породам главного штока. Анализ 1 таблицы 8 дает представление об особен-

Таблица 8

Химические анализы ангарских гранитов (по Мейстеру).

	Гранит		Мусковитовый гранит жильный				Мусковитовый гранит жильный				Альбитит жильный			
	I		II		III		IV		V		VI		VII	
	Весов. проц.	Молек. колич.	Весов. проц.	Молек. колич.	Весов. проц.	Молек. колич.	Весов. проц.	Молек. колич.	Весов. проц.	Молек. колич.	Весов. проц.	Молек. колич.	Весов. проц.	Молек. колич.
SiO ₂	70,96	1183	73,96	1233	72,25	1204	75,41	1257	70,46	1174	72,68	1211	70,12	1169
TiO ₂	—	—	сл.	—	сл.	—	сл.	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	15,65	153	13,64	134	13,97	137	13,81	135	14,91	146	15,59	153	16,65	163
Fe ₂ O ₃	0,81	5	0,78	5	0,76	5	0,34	2	1,17	8	0,45	3	0,37	2
FeO	1,93	27	1,72	24	1,90	26	1,22	17	2,66	37	0,06	1	0,0	—
MnO	0,13	2	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,86	22	сл.	—	сл.	—	сл.	—	0,25	6	сл.	—	0,0	—
CaO	0,84	15	сл.	—	0,63	11	0,67	12	0,84	15	1,02	18	1,21	22
Na ₂ O	3,28	53	2,82	45	2,77	45	1,20	19	1,04	17	5,15	83	4,91	79
K ₂ O	5,04	54	6,52	69	6,58	70	6,42	68	9,32	99	4,13	44	4,41	47
Li ₂ O	—	—	0,10	3	—	—	0,21	7	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	0,48	—	0,64	—	0,31	—	—	—	0,55	—	0,39	—	1,21	—
	99,98	—	100,18	—	99,21	—	—	—	100,20	—	99,47	—	98,88	—

- I —Гранит главного штока. Р Ангара, Стрелковский порог. Мейстер (1, 23, стр. 182).
 II —Мусковитовый гранит, центральная часть шестиметровой дайки. Р. Ангара против д. Стрелки. Мейстер (1, 23, стр. 193).
 III —То же, из лежащего бока. Там же.
 IV —То же, из висячего бока. Там же.
 V —Мусковитовый гранит, центральная часть тонкой 75-сантиметровой жилы. Р. Ангара против д. Стрелки. Мейстер (1, 23, стр. 196).
 VI —То же, периферическая часть. Мейстер (1, 23, стр. 199).
 VII —Альбитит. Р. Ангара против д. Стрелки. Мейстер (1, 23, стр. 205).

Таблица 9.

Пересчеты анализов ангарских гранитов

	по Н и г г л и								по Заварицкому			
	si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	a	c	b	s
I	352	45	18	5	32	0,50	0,36	0,25	14,0	1,0	8,0	77,0
II	437	48	12	0	40	0,59	0	0	15,0	0,0	4,8	80,2
III	403	46	12	4	38	0,61	0	0,31	15,3	0,7	3,9	80,1
IV	480	51	8	5	36	0,72	0	0,62	12,2	0,8	5,2	81,8
V	349	43,5	17,5	4,5	34,5	0,85	0,1	0,26	15,4	1,0	5,9	77,7
VI	397	50	2	6	42	0,35	0	2,57	16,9	1,2	1,5	80,4
VII	371	52	1	7	40	0,37	0	5,38	17,1	1,5	2,3	79,1

ностях химизма наиболее свежей и наиболее распространенной разновидности гранита. Соотношение коэффициентов, вычисленных по способу Ниггли, показывает принадлежность анализируемой породы к группе лейкогранитовых магм, среди которых наиболее близким является энгадинит-гранитовый тип.

Грубозернистые порфиридные граниты содержат местами округленные с резкими контактами включения белого или желтоватого мелкозернистого микрогранита или гранит-порфира, которые по сравнению с вмещающим гранитом всегда относительно обогащены биотитом и кварцем. Кварц входит в состав этих включений в количестве до 50%, плагиоклаза почти нет, остальное—микроклин, мусковит, биотит. Характерно развитие пойкилитовых структур—кварц образует многочисленные включения не только в микроклине, но и в плагиоклазе, а также образует более крупные, выделяющиеся порфиридно зерна. Совершенно очевиден гибридный характер этих включений, причем включения эти видимо были вынесены с большой глубины, так как состав их показывает ассимиляцию кремнеземистых пород, шток же целиком залегает в известняках, причем в эндоконтактах почти отсутствуют следы контаминации.

Мне не удалось найти непосредственный контакт гранита с известняком ни на правом, ни на левом берегу Ангары, но в нескольких метрах от контакта гранит подобен по составу и структуре граниту центральных частей штока и единственным отличием является заметная помятость и рассланцовка, а также большее содержание сильно серицитизированного плагиоклаза.

Таким образом, эндоконтактовые изменения гранитов очень слабы, чувствуются на расстоянии только нескольких метров от контакта и выражаются в увеличении количества плагиоклаза, т. е. в очень слабой ассимиляции известняков, а не в образовании аплитовой краевой фации, как утверждает Мейстер.

Дайковые граниты и пегматиты. Ниже по Ангаре, примерно против д. Стрелки, 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 представлен идиоморфными призмами альбита. Микроклин, большей частью без двойниковой структуры, но очень сильно пертитизированный и иногда имеющий даже антипертитовый характер, количественно преобладает над альбитом. Кварц в нормальном количестве. Немного светлоокрашенного биотита, мусковит и крупные зерна топаза, выполняющего вместе с мусковитом миаролитовые пустоты.

Мелкозернистый мусковитовый гранит, образующий дайку 6 м мощности, ориентированную параллельно берегу Ангары в 0,5 км ниже кл. Согренского детально описав Мейстером (25 стр. 188), который, между прочим, в своей работе приводит анализы 3-х образцов гранита из этой дайки, взятых из центральной ее части (табл. 8, анализ II) лежащего (табл. 8, анализ III) и всякого ее бока (табл. 8, анализ IV). Гранит этой дайки отличается аллотриоморфной, местами микропегматитовой структурой и состоит из альбита, К-полевшпата и кварца, обильного мусковита и топаза, по трещинам же в породе немного фиолетового флюорита. Между прочим мусковит даже под микроскопом имеет розоватую окраску и легкий плеохроизм, что указывает на примесь лития. Гранит центральной части дайки (анализ II) обнаруживает ясную принадлежность к типу щелочных гранитов. В периферических частях

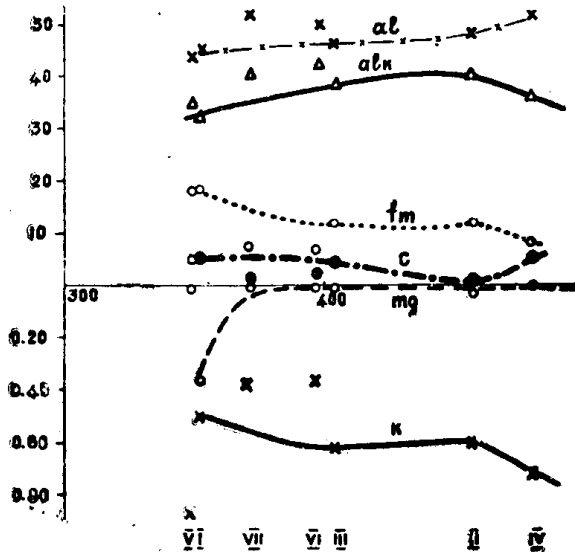


Рис. 7. Вариационная диаграмма гранитов и пегматитов ангарской интрузии.

(анализы III и IV) появляется немного кальция, что очевидно обусловлено с ассимиляцией некоторого количества вмещающих известняков. Любопытной химической особенностью ангарских гранитов, обнаруживающейся в анализах гранита главного штока (I), гранита описываемой 6-метровой дайки (II, III, IV), а также в анализах гранита тонкой дайки (V, VI), является исключительно низкое содержание магния и кальция (коэффициент $mg = 0$ или близок к нему, а s очень мал), отсутствие титана, наличие лития, преобладание калия над натрием, что находит себе отражение в высоких значениях k , и высокие значения коэффициента al . Все это, очевидно, является отражением пегматитового характера магмы ангарской интрузии, породы которой даже в главном штоке характеризуются наличием содержащего литий мусковита, топаза, турмалина. Вариационная диаграмма (рис. 8) обнаруживает совершенно плавный ход кривых и, следовательно, наличие генетических связей между всеми анализированными породами. Обнаруживают значительные отклонения от этих кривых только анализы V, VI и VII, которые относятся к мусковитовым гранитам и альбититам, причем наиболее существенными являются колебания коэффициента k , alk , и al , т. е. обусловлены неравномерным распределением щелочей, что связывается очевидно уже с постмагматическими процессами—мусковитизацией и т. д.

Настоящие пегматиты встречены были против слияния Енисея и Ангары. 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, раздувающиеся и выклинивающиеся жилки аплитового состава, состоящие из переменных количеств К-попелшпата, альбита и кварца. Особенно распространены и характерны жилки голубоватого среднезернистого альбита. Анализ VII, табл. 8 по видимому и относятся к таким аплитам, состоящим из альбита, К-попелшпата и кварца.

Контактовый метаморфизм, обусловленный ангарским гранитом и сопутствующими дайками, в общем очень слаб. В контакте с штоком Стрелковского порога чистые известняки только осветлены и слегка мраморизованы, а загрязненные—превращены в очень тонкозернистые полосатые диопсидовые роговики, причем метрах в 300 от контакта метаморфизм уже не чувствуется. В непосредственном контакте с одной из жил мусковитового гранита Мейстер (25, стр. 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 винножелтым турмалином, флюоритом и мусковитом, причем мощность зоны такого сорта изменений не больше 10 см. Таким образом, метаморфизм, обусловленный гранитами Стрелковского порога, выразился в слабой перекристаллизации вмещающих пород, дайковые же граниты и пегматиты вызывают и некоторый пневматолиз, в частности образование турмалина, мусковита и флюорита в боковых породах, но пневматолиз этот в общем проявлен 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 его разностях, имеющих уже отчасти пегматитовый характер. Это противоречие следует объяснить главным образом вертикальными контактами гранитного штока. По общему характеру контактового метаморфизма ангарские граниты очень резко отличаются, например, от нижнеканских 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 определяется тем, что ангарский гранит и связанные с ним дайки прорывают карбонатный средний протерозой, а также залегающие в известняках пластовые тела оливиногиперстеновых диабазов¹⁾. Верхняя граница остается неопределен-

¹⁾ Самому мне взаимоотношений гранитов и диабазов видеть не удалось и в этом случае я ссылаюсь на Мейстера (25, стр. 84), наблюдения которого, очевидно, совершенно правильны, так как диабазы здесь образуют только пластовые тела, изогнутые вместе с известняками в складки, граниты же дают секущие дайки.

ной 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 Южно-Енисейской тайги, хотя последние, повидимому, проявлены в более глубоких фациях.

Полезных ископаемых, связанных с ангарским гранитом, пока неизвестно. Мелкие полиметаллические месторождения, в частности Усть-Ангарское или Стрелковское, развитые в этом районе, вряд ли могут быть генетически с ним связаны. Возможными являются промышленные скопления флюорита и касситеритовые месторождения типа Питканта, хотя проведенные поиски флюоритовых месторождений пока не дали положительных результатов.

2. Белогорская гранитпорфировая интрузия.

В верхнем течении р. Шумихи и на водоразделе ее с Б. Кузеевой распространены оригинальные гранитного состава породы, которые выделены мной под названием белогорской интрузии. Совершенно аналогичные породы встречены в верховьях р. Посольной. Белогорская интрузия привлекала к себе усиленное внимание еще в поле заметным проявлением автометасоматической грейзенизации, золотоносностью ключей и речек, ее размывающих, и указаниями на наличие шеелита в шлихах этих речек. Поэтому, на площади развития интрузивных пород поисковые маршруты были сильно сгущены и площадь эта была обследована особенно тщательно. Несмотря на это, все эти маршруты не дали почти ничего для понимания строения и формы плутона, 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, которыми пересечена белогорская интрузия, зарегистрировано только два небольших выхода гранитпорфиров, остальной же каменный материал собран из свалов и русловых отложений. Необычайная рыхлость большинства пород интрузии сказалась и в рельефе. Область развития белогорской интрузии представляет ясно выраженную котловину, со всех сторон окруженную более высокими горами. Только в центральной части этой котловины одиноко возвышается небольшой холм округлой формы—Белая гора, сложенная более плотными мелкозернистыми аплитами. Таким образом, я не имею даже определенных данных решить вопрос, имеется ли в бассейне Шумихи один крупный плутон, в котором проявляются каким-то образом несколько типов пород, или же последние вообще образуют много самостоятельных мелких интрузий; поэтому изображение белогорской интрузии на карте является совершенно условным.

Наиболее типичными породами белогорской интрузии являются следующие.

Гранитпорфиры—грязнорозовые, миаролитовые породы с обильными оплавленными выделениями серого кварца, достигающими 1 см в длину и более редкими выделениями розового микроклина. Основная масса мелкозернистая или среднезернистая микрогранитной структуры и состоит из кварца, серицитизированного альбита, микроклина, биотита и мусковита. Выделения кварца корродированы и разбиты трещинками, по которым внедрился серицитизированный альбит, а в некоторых случаях и хорошо образованные кристаллики сфена. В качестве примесей присутствует магнетит и довольно много циркона.

Аплитграниты (аляскистовые граниты)—желтоватые среднезернистые породы гипидиоморфной структуры, состоящие из кварца, альбит-олигоклаза и микроклина с очень небольшой примесью биотита. Сложение пород очень рыхлое.

Аплитопегматиты, являющиеся наиболее распространенным и наиболее характерным типом. Обыкновенно 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 или аллотриоморфная, или микропегматитовая, причем обе структуры наблюдаются одновременно не только в одном образце, но даже иногда и в одном шлифе. Главными компонентами этих пород являются: кварц, обычно без признаков облачного угасания, микроклин и кислый плагиоклаз, всегда преобладающий над микроклином. Состав его колеблется от альбита до олигоклаза в разных образцах (углы угасания в направлении [100] от 12 до 0°, чаще—7—8°). В очень небольшом количестве присутствуют бурый биотит, сфен, магнетит, мусковит. Такого характера породы даже в небольших штуфах нередко оказываются пересеченными тоненькими жилочками белого мелкозернистого аплита.

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 ней обнаруживается очень тонкая микрогранитная, почти микрофельзитовая основная масса и выделения кварца, альбит-олигоклаза и микроклина.

Таким образом, характерной особенностью белогорской интрузии является широкое развитие последовательных внедрений аплитопегматитового состава, концентрирующихся внутри небольшого плутона, преобладание порфировых и мелкозернистых разностей, резко проявленная миаролитовая текстура, сильный автометасоматоз, почти доходящий до степени грейзенизации. Все эти особенности свидетельствуют о формировании интрузии в гипабиссальной обстановке, в условиях штоковой фации (60).

О характере контактового метаморфизма белогорской интрузии можно судить только по отдельным образцам. Гранатовый гнейс канского комплекса в контакте превращен в биотитовый гнейс, причем главным изменением первичной породы является замещение граната зеленым биотитом. Пироксен-плагиоклазовая порода в контакте превращена в амфиболит, состоящий из гранобластического агрегата плагиоклаза и псевдоморфоз синезеленого уралита по пироксену. В некоторых случаях наблюдался рудный метасоматоз, в результате которого пироксен-плагиоклазовая порода превращена в агрегат сосюритизированного плагиоклаза и волокнистого уралита, пронизанный массой ветвящихся жилок магнетита. Древние диабазы под действием белогорской интрузии также амфиболитизируются 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 и совершенно самостоятельное образование.

В отношении возможной рудоносности белогорская интрузия представляет несколько больший интерес, чем ангарский гранит и возможно, что именно с нею связывается золото- и вольфрамоносность района, что отчасти доказывается совпадением пространственного распределения мелких штоков белогорской интрузии и золотоносных россыпей Посольно-Кузеевского района, причем в последнее время в непосредственной близости от наиболее крупного тела белогорской интрузии обнаружено и коренное золото-вольфрамовое (М. Кузеевское) месторождение, представляющее собой целую систему кварцевых жил, залегающих в породах канского комплекса. Жилы вскрыты разведочными работами только в зоне окисления. Рудные минералы—обильный галенит, сфалерит, пирит, халькопирит, охры, золото и вольфрамит, присутствующий в некоторых жилах в большом количестве вместе с богатым видимым золотом. Очень схоже по морфологии жил и характеру минерализации уже несколько лет эксплуатирующееся Богунаевское золоторудное месторождение, но вольфрамовых минералов в нем пока не обнаружено. Между прочим, в Богунаевском месторождении хорошо устанавливается время его образования. Кварцевые золоторудные жилы пересекают дайки норитов, принадлежащих к юной диабазовой формации и сами пересечены тонкими даечками микросиенитов палеозойского (тельбесского) возраста. Таким образом, это месторождение может быть генетически связано или с норитами, или с более молодой среднепротерозойской, например белогорской, интрузией. Вопрос этот, впрочем, нельзя считать окончательно решенным.

В составе шлихов речек, размывающих белогорскую интрузию, обнаружены: магнетит, ильменит, мартит, сфен, роговая обманка, биотит, циркон, апатит, рутил, шеелит, золото.

3. Щелочные системы.

Щелочные сиениты в виде сравнительно мелких дайкообразной формы интрузий встречаются кое-где в средней и северной части Ю. Енисейского кряжа. Наиболее крупное тело щелочных сиенитов обнаружено по р. Ягодке между дд. Несмеловкой и Борисовкой, где эта речка, текущая вообще среди очень пологих склонов, на протяжении около 0,5 км, врезаясь в массив сиенита, образует почти непроходимое ущелье.

Слагающие этот массив щелочные сиениты весьма однообразны по своему составу по всей мощности тела. Нормально это крупнозернистые гороховожелтые породы, состоящие на 90—95% из очень свежего полупрозрачного щелочного полевого шпата в виде толстых беспорядочно расположенных таблиц. К полевому шпату примешиваются пироксен, роговая обманка и биотит, для которых характерно такситовое расположение. Все породы во всех случаях исключительно свежи и не обнаруживают никаких признаков катаклаза. Микроскопическое исследование обнаруживает, что полевой шпат представлен антипертитом, обычно в карлсбадских двойниках, в котором альбит образует ветвящиеся и соединяющиеся друг с другом жилки, ориентированные, примерно, параллельно [010], количество которых иногда настолько велико, что от К-полевого шпата остаются только линзовидные островки. Характерно, что в альбитовой составляющей антипертита никогда не проявляется двойниковая структура, в калишпате же почти всегда видна тонкая микроклиноватая решетка. К антипертиту в сравнительно небольшом количестве примешивается эгиринавгит, рибекит и биотит. Эгиринавгит обладает довольно густой зонарной зеленой окраской, угол CNg до 50° , образует идиоморфные зерна, обычно включенные в полевой шпат, иногда обрастается каемкой рибекита. Рибекит—с плеохроизмом от желто-зеленого до сине-черного цвета и очень низкой интерференционной окраской—образует также и самостоя-

тельные зерна, в частности игольчатые включения в полевом шпате. Биотит обладает очень густым плеохроизмом в красно-коричневых тонах и имеет лепидомелановый характер. Такситовое расположение наиболее резко проявлено для биотита, который образует преимущественно розетковидные сростки, располагающиеся в интерстициях между зернами полевого шпата. В качестве примесей наблюдались сфен, циркон и ильменит.

Наряду с такими крупнозернистыми щелочными сиенитами местами наблюдаются и 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 описанных щелочных сиенитов в одном месте 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 примешивается бесцветный авгит, лейсточки плагиоклаза, сине-зеленая роговая обманка и довольно 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 он генетически связан с описываемой интрузией щелочного сиенита.

Контакты щелочных сиенитов с вмещающими породами не вскрыты, и только по расположению плутона щелочных сиенитов в области развития пород мурожно татарского комплекса можно думать о постнижнепротерозойском возрасте этой интрузии.

Между прочим, описанные щелочные сиениты по многим особенностям напоминают кварцевые щелочные сиениты окрестностей Красноярска (Столбовская интрузия), которые имеют, как это сейчас точно установлено, девонский возраст (16 и 39).

По видимому, производимыми той же магмы являются мелкозернистые желтовато-серые сиенитпорфиры, наблюдавшиеся в виде мелких дайковых интрузий и свалов в бассейне р. Березовки (левый приток Ягодки), по М. Ягодке и в вершине р. Б. Островной (система Посольной). Сиенитпорфиры эти, в качестве порфиновых выделений, содержат неправильные зерна пертитизированного ортоклаза, а основная масса представляет аллотриоморфный агрегат ортоклаза и альбита или олигоклаза с значительной примесью такситово расположенного рибекита. Породы эти очень часто катаклазированы и даже несут следы перекристаллизации. Очень близкие нашим сиенитпорфирам по составу породы описаны были Мейстером под названием сёльвсбергитов (25). По видимому описанные щелочные сиениты и сиенитпорфиры названы были Скабичевским „каледонскими гранитами второй фазы“ (41 и 33).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Характерной особенностью Южно-Енисейского края, накладывающей определенный отпечаток на весь его геологический облик, является широкое развитие кислых, преимущественно гранитных интрузий, при очень слабом распространении основных. Кислые магматические породы в Ю. Енисейском крае 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 таких малых размеров, что не могут быть изображены на геологической карте масштаба съемки. Характерно также, что главные кислые интрузии имеют гранитный состав. Другого типа изверженные

породы встречаются сравнительно редко, причем, как показывает детальное изучение интрузивных комплексов, почти все разнообразие изверженных горных пород, слагающих тот или иной плутон, обусловлено ассимиляционными явлениями и нет никаких признаков дифференциации на месте. Само собой разумеется, что в ряде случаев главная фаза интрузии сопровождается более поздними дайковыми образованиями, имеющими обычно аплитовый и пегматитовый и, очень редко, лампрофировый характер.

Анализ стратиграфических и геологических взаимоотношений между изверженными и осадочными породами показывает, что в Ю. Енисейском кряже кислые и основные интрузии чередуются во времени, причем основные, преимущественно диабазовые интрузии, в общем синхронны с накоплением осадков или внедрялись в начале складчатости с образованием силлов (и быть может экструзий) в осадочном комплексе и даек (подводящие кагалы) в кристаллическом основании, кислые же интрузии следуют за главной фазой складчатости после развития сланцеватости и регионального метаморфизма осадочного комплекса и завершают, таким образом, данный тектономагматический цикл, состоящий нормально из накопления осадков, инъекции основной магмы, складчатости и инъекции кислой магмы. Приведенная выше схема стратиграфии Ю. 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 затушевывать следов 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 интрузии—чарнокитовые—несут ясные следы палингенного происхождения. Они характеризуются теми же минеральными ассоциациями, что и вмещающая толща регионально метаморфизованных кристаллических сланцев, не вызывают в последних никаких следов контактового метаморфизма и являются, очевидно, продуктами выборочного плавления некоторых участков канского метаморфического комплекса в процессе общего регионального плутонометаморфизма. Южно-Енисейский кряж представляет собой интереснейшую область, где, благодаря исключительно глубокой денудации, мы можем наблюдать в законсервированном, так сказать, виде начальные стадии образования палингенных магм.

Наиболее древние из настоящих „ювенильных“ гранитных интрузий—таракская и посольненская—характеризуются сильным развитием явлений мигматизации. Но характер этого процесса в обеих интрузиях существенно различен. Таракская—сильно гибридизирована и дает инъекцию артеритового типа. Посольненская—обнаруживает очень слабые следы гибридизации, сопровождается широким полем фельдшпатизированных пород и метасоматических мигматитов, причем и сами граниты повидимому имеют мигматитовый характер. Та и другая сопровождается пегматитами, но проявление их в обеих интрузиях также различно. Таракская дает послонную инъекцию слабо минерализованных пегматитов, более или менее одновременных с артеритовыми мигматитами и связанных с последними переходными разностями. Посольненская интрузия сопровождается обильными, секущими структуру мигматитов, сильно минерализованными пегматитами, вызывающими своеобразный пневматолитиз вмещающих пород. Эта разница в проявлении двух абиссальных гранитных интрузий, повидимому, объясняется различной насыщенностью 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 имеют ясно выраженный мигматитовый характер, а сопровождающие их мигматиты образовались путем метасоматической фельдшпатизации (*par imbibition*). Повидимому, в процессе формирования посольненской интрузии, по крайней мере тех частей ее, которые сейчас вскрываются денудацией, собственно жидкая магма не принимала почти никакого участия, и никакой интрузии с раздвиганием стенок или обрушением кровли и т. д. не было. Имело место поднятие сплошным фронтом щелочных растворов или флюидов, пропитавших гнейсы и сланцы и обусловивших метасоматическое замещение последних К-полевым шпатом, причем всегда обнаруживается определенная тенденция к развитию крупных порфиробластов микроклина и образованию пород, вполне напоминающих порфириновый гранит. Следовательно, метасоматическая мигматизация и гранитизация это основные процессы становления посольненской интрузии. Настоящие магматические породы—граниты секущих даек и пегматиты—появились позже, когда процесс мигматизации закончился и появилась возможность образования в консолидированной толще открытых трещин. Еще более поздним образованием, связанным с самостоятельной вспышкой тектогенеза, но повидимому 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 (ороговикование) и очень слабым проявлением инъекционных явлений. Таким образом, повидимому во многих случаях мигматизация вызывается не остаточными пегматитовыми расплавами, а, наоборот, предшествует внедрению настоящих гранитов.

Интересно отношение этих интрузий к тектонике вмещающих пород. Для таракских гранитов характерной является очень выдержанная ориентировка с СЗ простиранием и крутым падением на В элементов протектоники гранитов, ориентировки ксенолитов, унаследованной гнейсовидности гибридных разностей и артеритов. В канском же комплексе складчатость и повторяющая ее полосчатость метаморфических пород, в которых, кстати, кристаллизационная сланцеватость проявлена слабо, хотя и имеют преобладающее СЗ простирание, но гораздо менее выдержанное, причем очень часто наблюдаются пологие складки и даже горизонтальное залегание. Очевидно, внедрение магмы таракских гранитов происходило вдоль какой-то более юной тектонической зоны (зоны рассланцовки), в общем совпадающей с основными структурами канского и енисейского метаморфических комплексов, причем структуры интрузии, судя по ее акмолитовому характеру, контролировались не структурой вмещающего канского комплекса, а структурой 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 разнообразных и разновозрастных формаций. Структуры мигматитов показывают, что во время мигматизации движения в пределах данной тектонической зоны не прекращались, причем это особенно резко заметно в мигматитах нижнепротерозойских сланцев. Совершенно иную картину мы видим в нижнеканской интрузии, образующей дискордантные тела, ориентированные почти поперек основного направления структур вмещающих пород и формировавшихся в тектонически спокойной обстановке.

Более молодые—среднепротерозойские и предположительно палеозойские интрузии пользуются в Ю. Енисейском крае весьма ограниченным распространением, образуют мелкие тела дайковой и штоковой формы и являются резко гипабиссальными образованиями. Магма ангарских грани-

тов имела пегматитовый характер и была заметно обогащена бором и фтором. Белогорская интрузия кристаллизовалась в почти поверхностных условиях и частично представлена кварцевыми порфирами. Наиболее юные интрузии имеют резко выраженный щелочной характер, что вообще типично для поздних интрузий кристаллических щитов.

Кислые интрузии различного возраста имеют колоссальное значение в метаморфизме Ю. Енисейского края. 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 свою специфическую физико-химическую обстановку. Интересно, что все породы, попавшие в зону контактового воздействия, и осадочные породы нижнего протерозоя, и древние кристаллические сланцы фации гиперстеновых гнейсов, и дайки древних диабазов и т. д., все они испытывают превращение в кристаллические сланцы (гнейсы и амфиболиты) с минеральными ассоциациями, типичными для амфиболитовой толщи. Метаморфизм этот, очевидно, для осадочных толщ является прогрессивным, а для кристаллических сланцев 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 обычен кордиерит и гранат, в посольненских кордиерита нет совсем, а гранат редок. Различие это, видимо, опять-таки обусловлено различным содержанием летучих и резко щелочным характером мигматизирующих флюидов посольненской интрузии. Но весь этот инъекционно-контактовый метаморфизм обеих интрузий, несмотря на широкое его распространение, является только локальным и наложенным 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 изменением в контактовой зоне является замещение граната, пироксенов и амфиболов первичных пород биотитом и метаморфизм их является процессом своеобразной роговиковой перекристаллизации.

С каждой из кислых интрузий связан свой комплекс полезных ископаемых. Таракская дает промышленные россыпи монацита, намечается возможность использования гранатов, распространенных в экзоконтактовой зоне ее. С посольненской генетически связаны пегматиты с мусковитом и бериллом. С нижнеканской—керамические пегматиты. С среднепротерозойскими кислыми интрузиями, возможно, генетически связываются месторождения золота и вольфрама и возможное оловяннокаменное оруденение.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.

1. Альтгаузен М. Н.—Канское месторождение слюды. Пегматиты СССР 1, Ак. наук. СССР, 1936 г.
2. Он же.—Баргинское месторождение. Сборник—Слюды СССР, 1937 г.
3. Богданович.—Геологические исследования вдоль Сибирской ж. д. в 1893 г. Горный журнал, 1894 г. том III, стр. 337.
4. Болдырев А. К.—О морфологии, генезисе и классификации пертитов и других полевошпатовых сростаний. Труды ЦНИГРИ, вып. 12, 1934 г.
5. Высоцкий В. И. и Высоцкий Н. Н.—Посольно-Кузеевская группа приисков Союззолота. Предв. отчет о работах 1929 г. О. Ф. З. С. Редметразведки.
6. Головачев Ф. А.—Материалы для геологии Приенисейского края. Рукопись. 1927 г.

7. Егоров А. Г.—Отчет за 1936 г. разведочной партии Канского рудоуправления треста Союзслюда по разведке Любавского и Александровского месторождения мусковита. Рукопись.
8. Златковский В.—Краткий отчет о геологических экскурсиях, совершенных на средства В. Сибирского Отдела Русского Географического О-ва в 1883 и 1884 гг. по Канскому и Красноярскому округам Енисейской губернии. Известия В. С. Русского Географического О-ва, 1885 г. №№ 1, 2, 3.
9. Ижицкий Н.—Геологические работы в Красноярском и Канском округах Енисейской губернии за 1893 г. Горный журнал, 1895 г., том II, стр. 53.
10. Казаринов—Геология таракской монацитонной интрузии. Вестник ЗСГУ, 1939 г., № 2.
11. Клоос—Плутоны. Переводы по геологии и полезным ископаемым, № 127, 1939 г. Изд. Центральной геологической библиотеки.
12. Он же—Механизм глубинных вулканических явлений. Переводы по геологии и полезным ископаемым, № 68, 1936 г. Изд. Центральной геологической библиотеки.
13. Коржинский Д. С.—Зависимость минералообразования от глубины. Записки Всероссийского минералогического с-ва, часть 66, № 2, стр. 369.
14. Он же—Петрология архейского комплекса Алданской плиты Труды ЦНИГРИ, вып. 86, 1936 г.
15. Он же.—Архейские мраморы Алданской плиты и проблема фаций глубинности Труды ЦНИГРИ, 71, 1936 г.
16. Кузнецов Ю. А.—Геология района г. Красноярска. Известия ЗСГРТ, том. XII, вып. 2, 1932 г.
17. Он же—Материалы к геологии южной части Енисейского края. Вестник ЗСГТ, 1938 г., вып. 1.
18. Он же—Геология и полезные ископаемые южной части Южно-Енисейского края. 1938 г. О. Ф. З. С. Редметразведки.
19. Он же—Геолого-петрографический очерк Ю. Енисейского края. 1938 г. О. Ф. ЗСГУ.
20. Он же—Древнейший метаморфический комплекс Южно-Енисейского края. 1940 г.—Печатается в изданиях Академии наук.
21. Кузовлев А. Д.—Предварительный отчет Ивановской геолого-разведочной партии на слюду в Б. Муртинском р-не В. Сиб. Края. Рукопись в О. Ф. ЗСГТ.
22. Лавров—Отчет о работах Канской геолого-поисковой партии на слюду за 1931 г. О. Ф. ЗСГТ.
23. Майрановский А. И.—Новые рудные м-ния на р. Богунаевке. Советская золотопромышленность, № 10, 1936 г.
24. Матвеев К. К.—Борщевское м-ние монацита. Материалы для изучения естеств. произв. сил СССР, № 58, 1926 г.
25. Мейстер А. К.—Горные породы и условия золотоносности южной части Енисейского округа. Геологические исследования в золотоносных областях Сибири. Енисейский золотоносный район, вып. IX, 1910 г.
26. Молдавский М. Л.—Предварительный отчет Ангаротатарской г. с. партии в 1932 г. О. Ф. ЗСГУ.
27. Молчанов И. А.—Заметка о Канском м-нии полевого шпата. Известия Геолокома, т. 46, 1927 г.
28. Молчанов И. А. и Усова А. А.—Месторождения каолина и других малых полезных ископаемых района Балая. Изв. Сиб. Отд. Геолкома, т. VI, вып. 3.
29. Мордасов В. Д.—Отчет о работах Тасеевской геолого-поисковой партии, 1931 г. Рукопись О. Ф. ЗСГУ.
30. Нагорский М. П.—Материалы по геологии восточной окраины Чулым-Енисейского бурогольного бассейна. Материалы по геологии Красноярского края, № 4, 1938 г.
31. Обручев В. А.—Геологический обзор золотоносных областей Сибири. Часть II, вып. 2, Енисейская область, 1915 г.
32. Обручев С.—Тунгусский бассейн. Том I.—Геологический очерк.—Труды ВГРО, вып. 64, 1932. Том II—Описание обнажений.—Труды ВГРО, вып. 178, 1933.
33. Одинцев М. М. и Скабичевский П. П.—Структуры юго-запада Сибирской платформы и юга Енисейского края. Проблемы Сов. геологии, 1937 г., № 7.
34. Орешникова Е. П.—Отчет Ивано-Тасеевской геолого-поисковой партии на слюду, 1935 г. О. Ф. ЗСГУ.
35. Поликарпова В. А.—Предварительный отчет Кондаковской петрологической партии Ц.НИЛ треста Союзслюда. 1934 г., рукопись.
36. Половинкина Ю. И.—Мигматизация и анатексис в гранитогнейсовом комплексе Криворожья. Труды XVII сессии МГК, 1937.
37. Приходько П. В.—О слюдах в Енисейской губ. Горн. и золотопр. изв. 1912. №№ 3, 4, 5, 6, 7, 8.
38. Пшеничников.—Предварительный отчет Усть-Ангарской поисково-разведочной партии за 1936 год. О. Ф. ЗСГУ.
39. Радугин К. В.—Геология юго-западной части Енисейского края. Материалы по геологии Красноярского края, № 2, 1937 г.

40. Самсонович и Близняк.—Енисей от Красноярска до Енисейска, часть III, геологическое описание берегов. Материалы для описания русских рек, вып. X, 1915 г.
41. Скабичевский П. П.—Геологическое строение южной части Енисейского края. 1936 г. Рукопись в О. Ф. КГУ.
42. Он же.—Материалы по геологии северной части Южно-Енисейского края (отчет о работах 1933 г.) рукопись в О. Ф. ЗСГУ.
43. Он же.—Геология северной части Южно-Енисейского края (отчет Иваново-Тасеевской геолого-поисковой партии за 1934 г.) 1935 г. Рукопись в О. Ф. КГУ.
44. Старков, Афанасьев, Казаринов.—Промышленный отчет Таракской промразведки за 1938 г. О. Ф. Редметразведки.
45. Тимофеевский Б. К.—Отчет о детальных поисковых работах в Южно-Енисейском крае за 1937 г. Рукопись в О. Ф. ЗС Редметразведки.
46. Он же.—Таракские россыпи монацита в Северо-Канской тайге. Вестник Зап. Сиб. Геолтреста, 1938 г. № 3.
47. Усов М. А.—Фации и циклы тектогенеза Зап. Сиб. Края, Томск, 1936 г.
48. Усова А. А.—Очерк по геологии и полезным ископаемым района р. Рыбной. Извест. Ср. Сиб. Геогр. О-ва, т. III, вып. II, 1929 г. Красноярск.
49. Хоментовский А. С.—Материалы по геологии и полезным ископаемым В. Сибири. Выпуск XVII, 1938 г.
50. Шахов Ф. Н.—Вулканизм и металлогения Енисейского края. Вестник ЗСГУ, 1938 г., вып. 5.
51. Эскола П.—Минеральные фации горных пород. Переводы по геологии и полезным ископаемым, № 61, 1936 г. Изд. Центральной геологической библиотеки.
52. Якжин А. А.—Кондаковское м-ние мусковита в В. Сибири. Труды ВСГТ, вып. 20, 1937 г.
53. Он же.—Обзор пегматитов Кондаковского м-ния В. Сибири. Сб. Слюды СССР 1937 г.
54. Он же.—Кондаковское м-ние мусковита. Разведка недр, 1935 г. № 10.
55. Ячевский Л.—Геологические исследования в северной части Канского округа. Геол. исследов. и развед. работы вдоль линии Сиб. ж. д., вып. III, 1896 г.
56. Alling.—Plutonic perthites. The Journal of geology, 1938, № 2.
57. Cloos H.—Zur Terminologie der Plutone. Fennia, 50, № 20, 1928.
58. Eskola P.—On the Origin of granitic Magmas. Mineral. u. petrogr. Mitteilungen. Bd. 42, Teil 5—6, 1932, s 455.
59. Nokkoids.—Some theoretical Aspekts of Contamination in acid Magmas. Journal of geology, XII, № 6, 1933, p 561—589.
60. Ussov M. A. The Facies of the Magmatic Rocks and their Ore Content.—Abstracts of Papers XVII Session International geological Congress, 1937.