

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МАИНСКОЙ ПЛАГИОГРАНИТОВОЙ ИНТРУЗИИ (ЗАПАДНЫЙ САЯН)

В. Н. СМЫШЛЯЕВ

(Представлено профессором доктором Ю. А. Кузнецовым)

Проводя в течение двух лет тематические работы в северной части Западного Саяна, автор имел возможность достаточно детально ознакомиться с геологическим строением одной из самых крупных в этом районе интрузий, которая известна в литературе под названием «Маинской» (И. К. Баженов, 1923, 1924, 1925; Н. А. Батов, 1931; А. Г. Сивов, 1948 г. и др.). В настоящее время в результате геологической съемки выявлено более двух десятков разной величины тел этой интрузии и количество их, по-видимому, еще более увеличится, поскольку плутоны плагиогранитов южной окраины Западного Саяна (А. П. Лебедев и И. В. Гинзбург, 1953), как нам кажется, являются очень близкими аналогами Маинских плагиогранитов.

В настоящей статье мы попытаемся охарактеризовать Маинскую интрузию на примере Енисейского плутона, в котором особенно отчетливо проявились все те характерные особенности, свойственные этой интрузии вообще.

Геологическое строение района Маинской интрузии

В геологическом строении района принимают участие самые разнообразные по своему происхождению породы, в основном кембрийского возраста.

Наибольшим развитием пользуются эффузивно-осадочные породы нижнемонокской свиты, которые окаймляют с юга Енисейский плутон (рис. 1). На северной границе этого интрузива кое-где отдельными участками появляются осадочные отложения и эффузивы девона Минусинской котловины, почти повсеместно перекрытые четвертичными накоплениями, и только в самой южной части района (южнее области развития пород нижнемонокской свиты) с запада на восток на многие десятки километров протягиваются метаморфические породы нижнего кембрия, выделяемые в чингинскую свиту.

При изучении геологического строения района обращают на себя внимание два обстоятельства, а именно:

1) линейная вытянутость метаморфической и эффузивно-осадочной свит, а также и самого Енисейского плутона, которые образуют выдержанную по простиранию структуру субширотного направления, окаймляющую с севера Западный Саян;

2) совместное пространственное развитие пород интрузии и спилито-кератофировой серии среднего кембрия, причем плутоны Маинской интрузии почти никогда не встречаются вне полей развития последней.

Наиболее древним из описываемых геологических образований района является чингинская свита, возраст которой, по данным А. Г. Сивова (1953), определяется как $Ст^2_1$.

Почти повсеместно слагающие ее породы имеют постоянное восточно-северо-восточное простирание с падением на юг и юго-восток под углами $70-85^\circ$. Интенсивная рассланцовка, совпадающая по простиранию со слоистостью, имеет то же направление падения, хотя углы падения несколько положе— $50-55^\circ$.

Петрографический состав этой свиты довольно разнообразен и характеризуется переслаиванием пачек зеленых и зеленовато-серых, иногда графитизированных метаморфических сланцев. В верхней части свиты появляются полосчатые серые известняки, доломиты и, реже, серые микрокварциты. Довольно часто наблюдаются прослои тонкорассланцованных аргиллитов и алевролитов.

Фаунистически охарактеризованные породы нижнемонокской свиты, относимые к $Ст^3_1-Ст^1_2$ (А. Г. Сивов, 1948, 1953), представлены эффузивами, находящимися в диагенетизированной или зеленокаменной фазе состояния, которые сопровождаются туфогенным материалом, переслаивающимся с маломощными горизонтами обломочных и органогенных пород.

Наиболее типичными представителями излившихся пород этой свиты являются кварцевые и бескварцевые альбитофиры и кератофиры, а также спилиты. Несколько реже встречаются диабазовые и кварцевые порфиры.

Метаморфические породы чингинской свиты на границе с нижнемонокскими эффузивами несут следы ясно выраженного контактового метаморфизма, который проявился в окварцевании и в образовании маломощных зон роговиков с обильным развитием эпидото-актинолито-карбонатных жил. Изредка в лавовых потоках и покровах встречаются ксенолиты метаморфических сланцев нижнего кембрия.

В северной части района по линии Саянского взброса (И. К. Баженов, 1924 г.; А. Г. Сивов и А. А. Люберцев, 1941 г.) на границе с Енисейским плутоном отдельными участками располагаются красноцветные отложения нижнего девона, которые представлены полого залегающими слоистыми аргиллитами, алевролитами и конгломеративными песчаниками, подчас переслаивающимися с серыми органогеновыми известняками (среднее течение р. М. Шушь). Лишь в нескольких пунктах осадочные породы нижнего девона переслаиваются с туфолавами и миндалекаменными эффузивами.

Нижне- и среднепалеозойские породы во многих местах перекрыты четвертичными накоплениями, иногда значительно затрудняющими геологические наблюдения.

Енисейский плутон

Енисейский плутон, представляя в плане линейно вытянутое тело, расположен в зоне сопряжения Западного Саяна с Минусинской котловиной и непрерывно прослеживается на протяжении почти ста километров от р. Ср. Шушь на востоке, до р. Сос на западе. Однако при значительной протяженности ширина массива нигде не превышает $10-11$ км, суживаясь в отдельных местах до $2-3$ км. Такие резкие колебания в ширине обусловлены тем, что интрузия еще не полностью вскрыта денудационными процессами и несет на себе многочисленные останцы

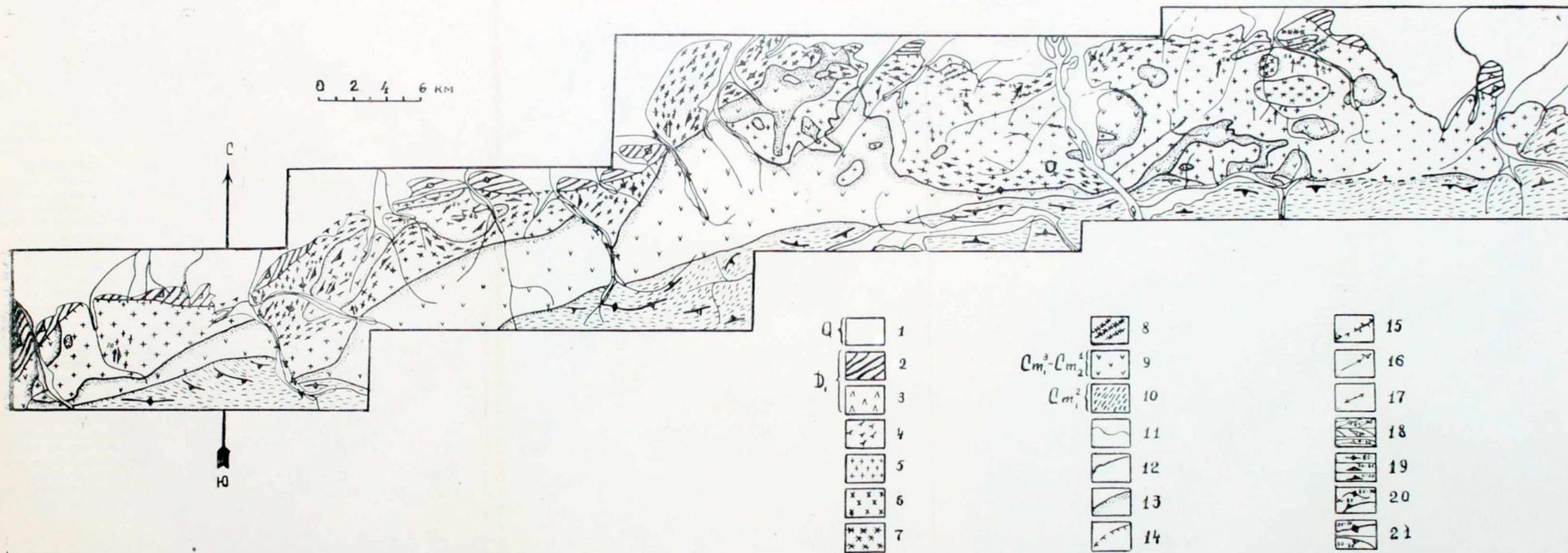


Рис. 1. Структурно-геологическая карта Енисейского плутона Маинской интрузии. (Автор В. Н. Смышляев). 1. Аллювиальные отложения. 2. Песчанки и алевролиты. 3. Кислые эффузивы. 4. Габбро-нориты. 5. Гранодиориты, плагиограниты, плагиогранит-порфиры. 6. Бiotитовые плагиограниты. 7. Альбититы и щелочные граниты. 8. Дайки микрогранитов и пегматитов. 9. Эффузивы спилито-кератофировой серии. 10. Метаморфические и осадочные породы. 11. Граница аллювиальных отложений. 12. Нормальный стратиграфический контакт. 13. Приконтактные зоны ороговивания. 14. Линия Северо-Саянского взброса. 15. Дизъюнктивы. 16. Наклонные линии течения. 17. Горизонтальные линии течения. 18. Элементы залегания слоистости в осадочных породах. 19. Плоско-параллельные текстуры. 20. Рассланцовка в метаморфических сланцах. 21. Элементы залегания контактов.

эффузивной кровли. Площадь некоторых из них составляет несколько квадратных километров.

Помимо главного тела Маинской интрузии—Енисейского плутона—нижнемонокскую свиту в других частях Западного Саяна прорывают более мелкие тела, представляющие по петрографическому составу и другим петрологическим особенностям аналогичные образования, являющиеся, по-видимому, алофизами главного интрузивного массива, но получившие в процессе становления неполное или одностороннее развитие.

Породы, слагающие Маинскую интрузию, наиболее полно представлены в Енисейском плутоне и характеризуются присутствием как основных (габбро, габбро-нориты, горнблендиты), так и кислых разностей (гранодиориты, плагиограниты, плагиогранит-порфиры и др.). Разности диоритового или близкого к ним состава, по-видимому, вообще не характерны. По крайней мере, в поле развития пород Маинской интрузии в виде самостоятельных тел они нами нигде не были встречены, а там, где они имеют место, гибридное их происхождение не вызывает сомнений.

Наблюдения в процессе геологической съемки показали, что плутон имеет сложное строение. Изучение взаимоотношений пород, особенностей их состава и структурных особенностей позволяет с определенной уверенностью говорить о том, что становление интрузии в целом прошло по меньшей мере в 5 этапов.

- 1) Габбро-нориты, габбро, роговообманковые габбро, горнблендиты.
- 2) Гранодиориты, плагиограниты, плагиогранит-порфиры.
- 3) Биотитовые серые плагиограниты.
- 4) Красные щелочные граниты и альбититы.
- 5) Микрограниты и пегматиты.

Однако при значительной пестроте слагающих пород главная роль принадлежит разностям второго этапа, т. е. гранодиоритам и плагиогранитам. Габброиды имеют явно подчиненное значение и составляют около 10% от всей площади массива.

Биотитовые серые плагиограниты были обнаружены в виде одного небольшого овальной формы штокообразного тела, прорывающего плагиограниты.

Что же касается среднезернистых красных гранитов, то их место в процессе становления интрузива пока не совсем ясно, поскольку плохая обнаженность не позволяет сделать бесспорное заключение о том, являются ли они секущими по отношению к плагиогранитам или они связаны с ними постепенными переходами.

Микрограниты и пегматиты образуют сравнительно немногочисленные дайки и мелкие штоки, секущие породы всех предыдущих этапов.

Ниже приводится краткая характеристика упомянутых выше пород.

Породы 1 этапа

Основные породы, являясь весьма характерными для Маинской интрузии в целом, в Енисейском плутоне играют скромную роль. Первоначально они слагали дайкообразное вытянутое на десятки километров тело, а, возможно, и цепочку разобщенных между собою даек, контролируемых структурой широтного направления. Однако мощность такой «дайки» в разных ее местах была неодинакова, достигая 1,5—2 км в междуречье р. Уты и р. Бея и сужаясь в других, особенно восточных, участках до 100—150 м. Естественно, что тектонические движения, предшествовавшие внедрению кислой магмы, полностью раздробили участки дайки с небольшой мощностью, а интродуцировавшая кислая магма растащила эти обломки, в результате чего на протяжении многих километров

«дайка» перестала существовать как единое геологическое тело. На водоразделе р. Бея и р. Уты, а также в ряде других мест, габброиды подверглись раздроблению только в краевых частях, сохраняя в целом массивный характер.

По минералогическому составу среди группы основных пород можно выделить: габбро-нориты, габбро, горнблендиты и роговообманковые габбро. Перечисленные разности связаны между собою постепенными переходами.

Наибольшим распространением пользуются нормальные и роговообманковые габбро и габбро-нориты. Макроскопически это черно-зеленые или почти черные крупнозернистые породы, состоящие из призматически-пластинчатых кристаллов ромбических и моноклинных пироксенов, роговой обманки и таблитчатых зерен плагиоклазов. Светлоокрашенные и цветные компоненты присутствуют примерно в одинаковых количествах, хотя в некоторых случаях темноцветы могут преобладать над плагиоклазом.

Пироксены представлены идиоморфными зернами почти чистого диопсида в габбро и соответственно бронзито-гиперстеном и диопсидом—в габбро-норитах. Из амфиболов присутствует как зеленая магматическая роговая обманка, так и синевато-зеленый актинолит, замещающий пироксены и первичный амфибол. Плагиоклаз представлен свежими полисинтетически сдвойникованными зернами битовнита № 82—85.

Горнблендиты встречаются в виде шпир, гнезд и выпотов. В большинстве случаев они имеют грубозернистую пегматоидную структуру и почти целиком состоят из призматических кристаллов роговой обманки и 8—10% основного плагиоклаза. Иногда, как примесь, может присутствовать небольшое количество кварца.

Таким образом, для пород I этапа весьма характерными признаками является их меланократовый облик, крупнозернистое строение и повсеместно выдержанный состав.

Породы 2 этапа

Среди пород второго этапа мы выделяем гранодиориты, плагиограниты и плагиогранит-порфиры. Последние представляют собою краевую фацию и связаны с другими разностями постепенными переходами. Конечно, этим не исчерпывается все разнообразие пород, образовавшихся из второй порции магмы, так как имеет место присутствие и адамеллитов, но в строении массива они играют настолько незаметную роль, что о них без особого ущерба для понимания геологического строения массива можно вообще пока не говорить.

Не останавливаясь отдельно на характеристике каждой из вышеупомянутых разновидностей, отметим только общие специфические для этой группы пород черты.

1. Обилие идиоморфного бипирамидального или гипидиоморфного серого кварца, содержание которого подчас достигает 50—55%. Независимо от того, из какой части интрузива будет взят образец, количество кварца всегда остается постоянно высоким.

2. Низкое содержание калиевых полевых шпатов, которые часто могут совершенно отсутствовать. В лучшем случае их содержание не подымается выше 20—25%. Среди плагиоклазов преобладающим являются альбит и олигоклаз, тогда как андезин встречается сравнительно редко.

3. Низкое содержание темноцветов, которые представлены роговой обманкой и, значительно реже, биотитом, придает породам лейкократовый облик и окраску светлых тонов.

4. Почти повсеместное проявление микропегматитовых и гранофировых структур, выражающихся в закономерном срастании кварца с плагиоклазом. В основном такие гранофировые срастания проявляются в виде радиально-лучистых или сферолитовых образований, в центре которых располагается ксеноморфное зерно кварца или плагиоклаза.

5. И, наконец, нужно отметить наличие порфиroidных структур, проявляющихся в том, что фенокристы кварца имеют гораздо большие размеры, чем зерна окружающего минерального агрегата. В апикальной части массива порфиroidные структуры сменяются порфиroidными, и появляются породы эффузивного облика, представителями которых являются плагиогранит-порфиры.

Породы 3 этапа

Биотитовые плагиограниты встречены на правом берегу р. Енисей в бассейне р. Шунер, где они образуют шток с размерами $1 \times 1,5$ км. В зоне эндоконтакта содержатся ксенолиты роговообманковых плагиогранитов и гранодиоритов, многие из которых в значительной степени ассимилированы и превращены в шлиры.

Граниты, слагающие шток, представляют собою серые, сероватые или желтовато-белые среднезернистые массивные породы, состоящие из желтоватого кварца, белых зерен плагиоклаза и редких табличек калиевого полевого шпата. Темноцветы представлены мелкими чешуйками и листочками черного биотита. Порфиroidные и гранофировые структуры совершенно отсутствуют.

Породы 4 этапа

На водоразделе между правой и левой отной р. Шунер наблюдаются выходы щелочных гранитов и альбититов. Они имеют несколько большую площадь распространения нежели биотитовые плагиограниты, и в плане слагаемое ими тело имеет форму вытянутого эллипса с сечением $1,5 \times 3,5$ км.

Для этих пород очень характерны красные оттенки, которые обусловлены присутствием значительных количеств щелочного полевого шпата. На таком фоне хорошо видны зерна серого ксеноморфного кварца. Под микроскопом хорошо видны микропегматитовые срастания альбита и, реже, микроклина с кварцем.

В приконтактовой части граниты из среднезернистых становятся мелко- и тонкозернистыми, а во вмещающих породах нередко можно обнаружить тонкие розовые жилки, состоящие из щелочного полевого шпата и кварца.

Дайковые породы 5 этапа

Дайковая серия микрогранитов и пегматитов является последним звеном в становлении интрузии. Можно сказать, что в целом Енисейский плутон относительно беден жильными образованиями, однако отдельные участки, в силу благоприятных тектонических условий, буквально насыщены дайками. В частности такая насыщенность наблюдается на правом берегу р. Енисей, где микрограниты и пегматиты образуют серии субпараллельных секущих тел, мощностью от нескольких сантиметров до 1—2,5 метров. Протяженность их обычно 50—100 м, хотя в некоторых случаях наблюдаются дайки длиной до 250—500 м.

Направление простирания и наклон даек колеблется в широких пределах, но преобладающими являются тела с северо-западной и северо-

восточной ориентировкой и крутым падением на северо-восток и северо-запад.

Правда, в восточной части массива у р. Шунер наблюдаются серии даек с пологими северо-западными углами падения (20—32°).

Если восточная часть массива сравнительно богата породами заключительного этапа, то этого нельзя сказать про его западную часть, где они встречаются редко.

Среди жильных образований можно выделить, в основном по структурным особенностям, микрограниты и пегматиты. Правда, в некоторых случаях бывает очень трудно провести между ними резкую границу, поскольку часто наблюдаются постепенные переходы от одной разновидности к другой.

Контакты даек наблюдаются как резкие, так и не резко выраженные. В первом случае состав породы более или менее выдержан от зальбанда к зальбанду; во втором случае наблюдается зональное строение. Плаггиограниты совершенно постепенно переходят в микрограниты, затем приобретают графическую структуру, и в центральных частях дайка переходит в пегматиты с пегматоидной структурой.

Помимо главных минералов дайковых пород — микроклина, альбита и кварца — в их строении принимают участие и ряд второстепенных минералов таких, как биотит, мусковит, гранат и очень редко турмалин.

Автометаморфические явления в породах плутона

Изменения в породах Енисейского плутона, связанные с постмагматической деятельностью, проявляются довольно отчетливо. Так, основные породы подверглись амфиболизации и более слабо проявившемуся оталькованию. Плаггиограниты же испытали сильную серицитизацию и эпидотизацию. И, наконец, все породы плутона претерпели значительную альбитизацию.

Оталькование проявилось в незначительной степени только в габбро и габбро-норитах, где бесцветные мелкочешуйчатые агрегаты талька весьма охотно развиваются по пироксенам.

Амфиболизация, как и оталькование, характерна для пород основного ряда и явилась результатом постмагматической деятельности самих габброидов. Если бы амфиболизация была связана с плаггиогранитами, то естественно было бы ожидать, что она проявилась бы и в них самих, и происходили бы новообразования актинолита или замещение им первичной роговой обманки и биотита. Однако ничего подобного в плаггиогранитах не происходит. Поэтому мы считаем, что процессы, приводящие к образованию вторичного амфибола (актинолита), являются специфическими для пород начального этапа и в благоприятных условиях приводят к образованию амфиболизированных габбро. В подтверждение сказанного можно было бы привести много фактов, но мы ограничимся лишь некоторыми.

Изучение раздробленной эффузивной кровли в тех местах, где с нею непосредственно контактируют габброиды, показало, что от тела габброидов по мелким трещинкам ответвляются апофизы микрогаббро, переходящие затем в тонкие актинолитовые жилки, развивающиеся в эффузивах, а часто и среди самих габбро.

Изучение под микроскопом дает представление о том, что амфиболизация идет по двум направлениям: по пути новообразования актинолита и по пути замещения им пироксенов и зеленой роговой обманки.

Новообразованный актинолит, плеохроирующий в синевато-зеленых тонах, что, по-видимому, может служить указанием на появление натрия в его составе, развивается на границах зерен плаггиоклаза, а так-

же по спайности и трещинах в нем, образуя причудливо разветвленную сеть.

Такая актинолитовая сетка обычно развивается в плагиоклазах как монокристалл, т. к. все ее участки имеют совершенно одинаковую оптическую ориентировку.

Серицитизация наблюдается только в кислых породах, и ей подвергаются в основном плагиоклазы и в незначительной степени калиевый полевой шпат.

Хлоритизация, по-видимому, шла почти одновременно с серицитизацией. В результате многие из зерен амфибола и биотита частично или полностью замещаются чешуйчатым агрегатом или отдельными листочками прохлорита и железистого прохлорита.

Процессы альбитизации захватили, по-видимому, все породы плутона, но не везде они проявились одинаково. Так, в габбровых породах с интенсивной микротрещиноватостью вокруг зерен плагиоклаза наблюдаются оторочки свежего олигоклаза, лишённого каких-либо продуктов разрушения.

В плагиогранитах этот процесс выражен более отчетливо. Порфирировидные кристаллы плагиоклаза почти всегда имеют альбитовую оторочку, в которой двойниковая структура может не наблюдаться. Более мелкие зерна плагиоклаза зачастую полностью альбитизированы и содержат 3—10% анортитовой молекулы. По-видимому, к такого же рода постмагматическим изменениям нужно отнести и образование шахматного альбита.

В пегматитах альбитизация проявилась исключительно резко и привела к полному замещению микроклина альбитом в центральных частях даек. Миграция калия во вмещающие пегматиты породы привела к развитию в них порфиробластов микроклина и к биотитизации роговой обманки. В результате на границе с пегматитами плагиограниты превращаются в гранодиориты и адамеллиты с микропегматитовой структурой, которая в данном случае возникла метасоматическим путем. По мере удаления от тела пегматита микропегматитовые структуры постепенно стусеиваются, а затем и совершенно исчезают. Породы приобретают нормальную гранитовую структуру.

Эпидотизации подверглись, в основном, кислые породы плутона, но причины, приведшие к ее возникновению, двоякого рода. Необходимо различать образование эпидота в результате деанортизации плагиоклазов в процессе их замещения альбитом и эпидотизацию, проявившуюся как самостоятельный постмагматический процесс. При особо благоприятных условиях агрегатом эпидота полностью замещаются все породообразующие минералы, за исключением кварца, и возникают кварцевые эпидозиты.

Ассимиляция и контаминация

Формирование плутона в условиях малых глубин наложило своеобразный отпечаток как на характер взаимодействия магмы с вмещающими породами, так и на взаимодействие плагиогранитов с более ранними габброидами. В частности нужно отметить почти полное отсутствие гибридных пород во внутренних контактовых зонах плутона. Эффузивная кровля как в апикальной части массива, так и в его южном крутом контакте интенсивно раздроблена с образованием брекчии, обломки которой цементируются плагиогранитовой магмой. Обломки эффузивов, представляющие собою ксенолиты, в зоне эндоконтакта образуют полосу шириною в 100—150 м, где они встречаются наиболее часто. Размеры и форма их самая разнообразная; чаще всего встречаются обломки

остроугольных очертаний величиною от 2 до 30 см. В непосредственной близости от контакта контуры ксенолитов совершенно резкие, и породы макроскопически не имеют никаких изменений, если не считать, что в краевых частях появляются каемки ороговикования мощностью в несколько миллиметров.

По мере удаления от контакта количество ксенолитов уменьшается, но зато они сильнее изменены, и на границе с ними плагиограниты несколько обогащаются роговой обманкой. Захваченные обломки имеют в периферических частях осветленные зонки, которые обогащены кварцем и плагиоклазом. По всей вероятности, реакции обмена в этом случае проходили в присутствии некоторых количеств интерстициальной жидкости, о чем свидетельствует идиоморфизм вновь образованных плагиоклазов и амфибола.

Слабое воздействие кислой магмы на вмещающие породы и их ксенолиты объясняется тем, что в условиях сильно трещиноватой кровли происходило резкое падение давления и температуры. В результате происходила быстрая кристаллизация магмы с образованием пород порфировидного или порфирирового облика (плагиогранит-порфиры). Естественно, что и летучие, которые могли бы способствовать переработке инородного материала, также быстро отделились (по крайней мере в апикальной части массива), вследствие легкой проницаемости пород кровли. До тех пор, пока тепловой режим прогретых пород способствовал реакциям обмена, происходила их метасоматическая переработка с заполнением трещин продуктами метасоматоза.

Совершенно иная картина наблюдается при взаимодействии кислой магмы с породами габбрового состава.

Выше уже отмечалось, что основные породы занимают центральную часть массива, и ввиду незначительной мощности образованного ими линейного тела во многих местах были раздроблены с образованием громадного количества ксенолитов. В местах, где массив имеет более глубокий денудационный срез, габброиды менее раздроблены, становятся массивными и соответственно уменьшается количество их ксенолитов. В этих более глубоких частях плутона в краевых участках тела габброидов резче всего и проявлялись процессы ассимиляции, приведшие к паулопостумному или родственному гибридизму (А. Н. Заварицкий, 1937). В результате возникают гибридные породы состава габбро-диорита, диорита и тоналита. Аналогичные случаи воздействия кислой магмы на основные породы той же интрузии описаны для Кавказа М. А. Фаворской (1947), В. Д. Морковкиной (1950) и другими. Упомянутые выше породы характеризуются рядом признаков, типичных для гибридных образований. Отметим наиболее важные:

1) наличие такситовых текстур (шлировая, пятнистая, ленточная, нитевидная и т. д.);

2) присутствие многочисленных ксенолитов габброидов, имеющих то резкие, то расплывчатые контакты;

3) меланократовый облик пород, который обусловлен присутствием аномальных количеств актинолитовой и обыкновенной роговых обманок (55—60%);

4) одновременное присутствие кварца и основного плагиоклаза (битовнит № 75—78), причем в участках, сложенных более кислым материалом, в плагиоклазах наблюдается обратная зональность;

5) нахождение реликтового пироксена (как моноклинного, так и ромбического) в кварцевых диоритах и тоналитах;

6) присутствие в гибридных породах небольших количеств волокнистого жадеита.

Возникновение гибридных пород представляет совершенно естественный акт в становлении интрузива, являющийся результатом взаимодействия (в данном случае) твердой фазы основного состава с кислой магмой. Протекавшие процессы были направлены в сторону создания более равновесной и, следовательно, более устойчивой системы. Обломки габброидов, находясь в значительном удалении от кровли, интенсивно прогретались, а присутствие значительных количеств летучих (о чем говорит высокое содержание амфибола) способствовало реакциям обмена, создавая более подвижную среду. В этих условиях высоких температур, присутствия минерализаторов и сравнительно высокого гидростатического и бокового давлений ксенолиты приобретали близкое к пластическому состояние. Об этом совершенно отчетливо свидетельствуют их сплюснутые, плоские формы с образованием в постепенно сужающихся концевых частях нитевидных текстур, которые представляют растворенные участки ксенолитов и четко выделяются своим меланократовым обликом.

Таким образом, указанные выше факты свидетельствуют о том, что габбро-диориты, диориты и тоналиты представляют продукт взаимодействия гранитной магмы с основными породами и имеют все признаки, свидетельствующие о их гибридной природе.

Контактовый метаморфизм

Контактовый метаморфизм проявился в частичной перекристаллизации и дальнейшем метасоматическом ороговиковании вмещающих пород. Ширина зоны ороговикования не везде одинакова и колеблется в пределах от 1—5 м до 15—20 м на границе с метаморфическими сланцами нижнего кембрия и от 10 до 100—150 мм—на контакте с эффузивами нижнемонокской свиты. В последнем случае большая мощность зоны ороговикования наблюдается в породах кровли. В области крутого контакта интрузива ширина этой зоны резко сокращается.

В метаморфических сланцах в непосредственной близости от плутона возникают темно-зеленые массивные эпидото-кварцево-полевошпатовые роговики, которые пересекаются актинолитовыми жилками и многочисленными апофизами лейкократового плагногранита.

Эффузивы кровли под термальным воздействием интрузии раскристаллизовали свою основную массу и приобрели темно-серую и серую окраску и более плотное сложение. В дальнейшем они подверглись метасоматозу с образованием микрозернистого кварцево-альбито-актинолитового и кварцево-эпидотового агрегата.

Фаціальность интрузии и ее возраст

В опубликованных работах И. К. Баженова (1924), М. А. Усова (1932) и в других есть указание на то, что Маинская интрузия формировалась в условиях малых глубин. Имеющийся в нашем распоряжении фактический материал целиком согласуется с высказанным положением.

Слабый контактовый метаморфизм, почти полное отсутствие ассимиляционных явлений в зоне эндоконтакта, наличие порфиридных, порфировых и гранофировых структур, характер постмагматической деятельности (серицитизация, эпидотизация, альбитизация и т. д.), слабое развитие дайковых пород — все это говорит о том, что формирование Маинской интрузии вообще и Енисейского плутона в частности происходило в резко гипабиссальной обстановке. По форме тела и ряду индивидуальных особенностей Енисейский плутон, по-видимому, может быть отнесен к штоковой субфации (Ю. А. Кузнецов, 1955).

Абсолютная глубина становления плутона, вероятно, может быть определена в 1—1,5 км, если учесть, что мощность эффузивно-осадочной покрывки к моменту формирования плутона составляла 1,5—2,5 км.

На основании того, что интрузия прорывает фаунистически охарактеризованные осадки нижнемонокской свиты ($См_1^3$ — $См_1^2$), нижняя возрастная граница ее определяется как низы среднего кембрия. Верхняя же возрастная граница датируется серединой среднего кембрия, поскольку валуны и галька пород интрузии встречаются в конгломератах верхнемонокской свиты ($См_2^1$ — $См_2^2$).

Структурный анализ плутона

Енисейский плутон, как уже говорилось выше, сложен породами разнообразного состава, начиная от основных и кончая кислыми дериватами остаточной магмы (пегматиты). Комплексы пород, возникшие в определенной последовательности в разные этапы, занимают совершенно определенное место в общей структуре массива. В силу ряда обстоятельств формирование пород разных этапов проходило в различной обстановке, вследствие чего первичные структуры в них проявились далеко неодинаково. Наиболее отчетливо они наблюдаются в породах второго и первого этапа, граниты же двух следующих стадий макроскопически представляются бесструктурными.

Элементы прототектоники представлены как текстурами течения, так и первичными трещинами.

Текстуры течения

Среди текстур первой группы можно выделить:

- 1) плоско-параллельные текстуры;
- 2) ориентированные шлиры и ксенолиты;
- 3) линейные текстуры или линии течения.

1) Плоско-параллельные текстуры

Эти текстуры наиболее характерны для пород ряда габбро и значительно реже для биотитовых гранитов.

Среди основных пород встречаются участки значительной протяженности, в которых кристаллы полевых шпатов и темноцветов располагаются субпараллельно, не образуя, однако, обособленных полос. Более светлые вкрапленники плагиоклаза резко выделяются на общем темном фоне с образованием трахитоидной текстуры. В плоскостях, параллельных трахитоидности, закономерной ориентировки минералов не наблюдается.

Плоско-параллельные текстуры ориентированы в восточно-северо-восточном направлении с падением в северной части на юго-запад под углом 74—80°. К южному контакту падение становится несколько положе (58—60°).

В северной части интрузива близ с. Сабинка в карьере обнажаются розовые граниты, в которых многочисленные крупные почти изометричные пластинки биотита располагаются в плоскости северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом 60°. Такая плоскостная пространственная ориентировка биотита, который хорошо выделяется на общем светлом фоне, создает впечатление «пятнистой» текстуры.

2) Ориентированные ксенолиты и шлиры

подавляющее большинство ксенолитов вмещающих пород и габброидов наблюдается в плагиогранитах второго этапа. Интродуцированная

магма увлекала их за собой, вследствие чего в приконтактных зонах и на границе с габброидами они приобретали субпараллельную ориентировку. Характерно, что ксенолиты и шпирсы не являются пространственно разобщенными телами, а образуют различной ширины зоны, протяженностью в несколько километров. По сути дела такая субпараллельная ориентировка представляет собою только разновидность плоско-параллельной текстуры с той лишь разницей, что вместо кристаллов ведущая роль в ее образовании принадлежит плоским ксенолитам и сегрегациям минералов.

Преобладающим направлением в ориентировке ксенолитов является северо-восточное, иногда широтное, несколько реже северное. В северной части интрузива падение, за редкими исключениями, юго-западное и южное с наклоном $70-80^\circ$. В центральных частях падение становится почти вертикальным. В южном контакте ксенолиты кровли, имея широтное простирание, наклонены к югу под углами $62-56^\circ$, а в апикальной части плутона ориентировка их становится беспорядочной.

3) Линии течения

Линейные текстуры особенно отчетливо наблюдаются благодаря вытянутости призматических кристаллов роговой обманки и фенокристов кварца. Кристаллы последнего, пожалуй, наиболее резко подчеркивают линейную направленность, поскольку они значительно крупнее остального минерального агрегата и имеют веретенovidную или эллипсоидальную форму. Это в кислых породах. В габброидах же линии течения лучше всего фиксируются по ориентировке плагиоклазов.

По отношению к плоско-параллельным текстурам линии течения располагаются в некоторых случаях почти перпендикулярно или могут совпадать с ними, что, в конечном счете, зависит как от характера экраняющей поверхности, так и от направления движения интрузивных масс.

Первичные трещины

Изучение первичных трещин сопряжено с трудностями, которые заключаются в том, что обнаженность плутона не всегда позволяет его провести. Дизъюнктивные же нарушения, возникшие в более позднее время, значительно затушевали и усложнили и без того сложную систему трещин. Поэтому можно более уверенно говорить только о двух системах трещин, которые можно без особых сомнений отнести к первичным. Это 1) поперечные и 2) продольные трещины.

1) Поперечные трещины

Как уже говорит само название, трещины являются поперечными к линиям течения и почти всегда образуют с ними (не только по простиранию, но и по падению) угол, близкий к прямому.

Исключительно интересным в этом отношении является участок в среднем течении р. Шунер на правом берегу р. Енисей, где плагиограниты разбиты системой трещин почти широтного простирания с пологим падением ($15-32^\circ$) на северо-северо-запад. Большинство этих трещин были заполнены микрогранитами и пегматитами, которые образуют серию даек мощностью от нескольких сантиметров до 2,5 м. Протяженность таких трещин, учитывая небольшие поперечные размеры массива, достигает внушительной величины 1000—1200 м, хотя длина даек не превышает обычно 200—300 м. В редких случаях наблюдались дайки длиной до 1—1,2 км.

2) Продольные трещины

Этот тип трещиноватости является менее распространенным, и первичные трещины имеют гораздо меньшую протяженность (50—100 м). Однако и в этом случае часть трещин представляла удобное место для локализации даек кислого состава или кварцевых и кварцево-эпидотовых жил различной мощности. Края трещин не ровные, подчас извилистые. Падение северо-западное и северо-восточное под углами 70—76°.

Структурные соотношения плутона с вмещающими породами

Енисейский плутон в своей юго-восточной части непосредственно контактирует с метаморфическими сланцами нижнего кембрия, расщепление в которых, имея в основном северо-западное простирание, образует острый угол с линией контакта, в отдельных местах располагаясь параллельно ей.

На всех остальных участках массив граничит с эффузивами среднего кембрия. Изучение ориентированности ксенолитов показало, что плутон погружается под эффузивы и его южный контакт имеет крутое падение под углом 60—64°. О крутом падении контакта говорит и незначительная мощность зоны ороговикованных пород. Однако по мере приближения к дневной поверхности контакт становится пологим, и в отдельных местах плутона сохраняется эффузивная кровля в виде многочисленных останцев с размерами в поперечнике до нескольких сот метров и даже нескольких километров.

Соотношения между породами, слагающими плутон

В пестром комплексе пород, принимающих участие в строении плутона, каждая из групп, объединяющих близкие по составу разновидности, характеризуется как определенными структурными особенностями, так и пространственным распределением.

Так, основные породы образуют вытянутое в широтном направлении тело, представляющее центральное ядро, имеющее свою собственную структуру, отличающуюся от структуры плагиогранитов (иная направленность линий течения, трахитоидность и т. д.). В свою очередь плагиогранитовая магма при обтекании этого тела приобрела в этой части автономные структурные черты. Это сказалось в том, что плоско-параллельные текстуры и ориентированные ксенолиты от участка к участку повторяют извилистость контакта с габброидами. Соответственно и линии течения имеют крутое погружение согласно с наклоном этого контакта. Все это, не говоря уже о секущих взаимоотношениях, безусловно свидетельствует о разновозрастности образования пород основного и кислого ряда.

Если взаимоотношения плагиогранитов с основными породами и биотитовыми гранитами ясны (последние рвут породы второго этапа и содержат их редкие ксенолиты, о чем уже говорилось ранее), то место красных роговообманковых гранитов в общем процессе интрузии было до некоторой степени неопределенно, и они условно выделялись, как образовавшиеся в четвертый этап. Изучение линий течения в плагиогранитах показало, что направленность их остается постоянной со всех сторон штока, сложенного упомянутыми гранитами, и никаких отклонений в направлении по мере приближения к нему не наблюдается. В то же время сами граниты представляются бесструктурными. Это, по-видимому, говорит о том, что красные граниты образовались несколько позднее плагиогранитов и гранодиоритов.

Однако до сих пор остается открытым вопрос об относительном возрасте биотитовых плагиогранитов и нормальных гранитов, поскольку,

они образуют пространственно разобщенные тела, и взаимоотношения между ними нигде не наблюдались.

Место дайковых пород совершенно определено, и их наиболее молодой возраст, по-видимому, не вызывает сомнений, поскольку они секут породы всех первых четырех фаз без исключения.

Таким образом, приняв во внимание особенности состава и структурные особенности пород, их взаимоотношение и пространственное распределение, несомненно, что Енисейский массив относится к многофазным сложным плутонам.

Механизм интрузии, форма и тип плутона

Ранее уже подчеркивалась, как характерная черта геологического строения района, тесная пространственная и возрастная связь Маинского интрузивного комплекса со среднекембрийскими эффузивами, большая часть которых является типичными представителями спилито-кератофировой серии. Такая ассоциация не случайна и представляет совершенно закономерное явление, связанное с длительным развитием Северо-Саянской глубинной зоны разлома (В. А. Кузнецов, 1954), заложившейся еще, по-видимому, где-то в начале кембрия или в конце верхнего протерозоя, т. е. во время, отвечающее ранним этапам развития Саянской геосинклинали (Ю. А. Билибин, 1948; В. И. Серпухов, 1955).

Формирование эффузивно-интрузивного магматического комплекса началось, собственно, трещинными излияниями кислых и основных эффузивов, которые образовали полосу широтного простирания, фиксирующую направленность тектонического шва. Замеры флюидалности в эффузивах позволяют говорить о том, что основным направлением движения излившихся масс являлось северное, подчас с отклонениями к северо-востоку и северо-западу, что, по-видимому, связано с характером поверхности древнего рельефа.

Тектонические подвижки, неоднократно подновлявшие эту подвижную зону, создали условия для проникновения в верхние горизонты литосферы основной магмы, которая образовала дайкоподобное тело габброидов. Замеры первичных структур показывают, что магма поднималась почти вертикально вверх (погружение линий течения на запад под углами $70-76^\circ$). Возникновение полости происходило в результате раскрытия трещины с запада на восток и явилось почти одновременным с ее заполнением магмой, поскольку линии течения в подавляющем большинстве имеют широтное восточное простирание, то есть показывают направление наибольшего растяжения магматических масс (Н. А. Елисеев, 1953). Другим доказательством этому могут, как нам кажется, служить и большие поперечные размеры раздувов камеры в западной части, которые выполняли роль своеобразных резервуаров магмы, с постепенным сужением на восток. В раздувах тела габброидов линии течения поворачивают к северо-востоку и к северу, показывая тем самым, что в этих участках имело место и меридиональное раздвижение стенок камеры.

Между образованием плагиогранитов и габброидов наблюдался значительный перерыв, и последние успевают полностью остыть, предварительно претерпев автометаморфические изменения (амфиболизация, оталькование). По-видимому, этого времени было совершенно достаточно для того, чтобы в глубинном магматическом очаге процессы дифференциации привели к возникновению большого количества кислой магмы существенно натровой специализации.

Возникновение сильных вертикальных движений широтного направления привело не только к раздроблению габброидов, но в значительной

степени захватило и эффузивно-осадочные образования нижнемонокской свиты. В эту ослабленную зону интродировала кислая магма, давшая основную массу пород, слагающих массив (гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты и т. д.). В дальнейшем, в более спокойной обстановке, происходило локальное внедрение биотитовых плагиогранитов и гранитов, а также дайковых пород. Последние возникли уже из остаточной магмы, обогащенной калием, поскольку основная часть натрия вошла в альбитовую молекулу плагиоклазов ранее образовавшихся пород.

Наблюдения над первичными структурами в плагиогранитах показали, что основным направлением движения интродировавшей магмы явилось северо-северо-восточное с погружением линий течения в южной части массива на юг и юго-запад под углами $60-68^\circ$. В северной части плутона линии течения сохраняют то же направление, но становятся значительно круче ($70-74^\circ$) и только в апикальной части становятся пологими ($20-34^\circ$).

Плоскопараллельные структуры подчеркивают крутой характер южного контакта и повторяют очертания тела габброидов, образуя в некоторых участках местные завихрения. В северной части плутона плоскостные структуры наблюдаются в нем в непосредственной близости от границы массива с породами девона и имеют северо-восточное простирание с падением на юго-запад под углами $60-80^\circ$. Таким образом, создается впечатление незаконченной асимметричной структуры интрузива. На наш взгляд, это объясняется следующими обстоятельствами.

Общеизвестно, что Минусинская котловина причленяется к Западному Саяну по линии Северо-Саянского разлома (В. А. Кузнецов, 1954 г.) или Саянского взбросо-надвига (А. Г. Сивов и А. А. Люберцев, 1941 г. и др.), который имеет линейный регионально выраженный характер. В зоне этого разлома к раздробленным породам Енисейского плутона, «срезая» их, прилегают девонские накопления Минусинской котловины, имеющие почти горизонтальное залегание и не несущие следов воздействия интрузии. Таким образом, очевидно, что северная граница плутона является тектонической. Естественно предположить, что при разрядке напряжений, приведших к образованию Северо-Саянского взброса, Енисейский плутон был расколот на две неравные части, одна из которых вместе с нижнепалеозойскими образованиями в настоящее время представляет часть фундамента Минусинской котловины. Поэтому сейчас трудно судить, какова была истинная ширина Енисейского массива. Во всяком случае, по-видимому, не будет большой ошибкой считать, что первоначально плутон был вдвое шире той его части, которая наблюдается на современном денудационном срезе.

Из всего сказанного выше следует, что Енисейский интрузив является сложным многофазным вертикальным плутоном трещинного типа, синтетектоничным с образованием разломов в кембрийских породах. Породы плутона относятся к гранитным фациям (Н. А. Елисеев, 1953 г.) с достаточно отчетливо выраженными первичными текстурами. Внутренняя тектоника массива является полуавтономной, поскольку одна часть плоско-параллельных текстур повторяет направление и наклон контакта интрузива, а вторая часть этих же текстур подчеркивает особенности внутреннего строения и многофазность плутона.

Заключение

Изучение Маинской интрузии на примере Енисейского плутона позволяет выявить наиболее характерные особенности ее строения и формирования. Во многом эти особенности обусловлены тесной связью кембрийского магматизма с тектоническим развитием северной части За-

падного Саяна и, в частности, с развитием Северо-Саянской глубинной зоны разлома.

Ранее уже говорилось, что начальные этапы магматического цикла проявились в образовании мощных эффузий, часть которых происходила в подводных условиях с образованием спилитов, диабазов и альбитофиров. Дальнейшее развитие этой подвижной зоны сопровождалось последовательными интрузиями, приведшими к образованию габброидов, гранодиоритов, нормальных гранитов и пород дайковой серии.

Особенности вещественного состава плутона проявились в преобладании габброидов и плагиогранитов над породами всех последующих этапов и характеризуются резким обогащением этих пород натрием. Присутствие кислых дифференциатов магмы с калиевой специализацией для Маинской интрузии не характерно, и ее породы являются типичными представителями плагиогранитной формации в понимании Ю. А. Кузнецова.

Аналогичные габбро-плагиогранитные комплексы, различные по возрасту, но близкие по геологической обстановке, известны во многих местах Советского Союза и за границей. Для Северо-Западного Кавказа подробно описан Уруштенский комплекс додевонского возраста (Г. Д. Афанасьев, 1950 г.) и выделяется габбро-плагиогранитовая формация верхнего девона (А. А. Каденский, 1956 г.). По Рудному Алтаю имеется ряд работ (Н. А. Елисеев, 1938 г.; Б. Я. Хорева, 1954 г.; П. Ф. Иванкин и др.), в которых приводится подробная петрографическая и петрохимическая характеристика габбро-плагиогранитного комплекса. О распространенности габбро-плагиогранитов в южной части Западного Саяна говорится в статье А. П. Лебедева и И. В. Гинзбург (1953 г.).

В заключение отметим, что во всех случаях породы упомянутого комплекса тесно пространственно ассоциируют с породами спилито-кратофировой серии. Как отмечает В. Н. Котляр (1955 г.), для таких магматических комплексов, приуроченных к глубинным разломам, «очень характерно, что при поступлении магмы с больших глубин их формирование происходит, за редким исключением, на сравнительно небольших глубинах; поэтому наряду с интрузивными комплексами образуются и субвулканические». Таким образом, габбро-плагиограниты Маинской интрузии, по-видимому, представляют собой интрузивную фацию пространственно и генетически связанных с ними эффузивов спилито-кратофировой серии, которые нами объединяются в Маинский магматический комплекс среднего кембрия.

ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г. Д. — Гранитоиды древних интрузивных комплексов Северо-Западного Кавказа. Тр. инст. геол. наук, петр. сер., в. 69, 1950.
2. Баженов И. К. — Район Маинского медноколчеданного месторождения. Изв. Сиб. отд. Рос. Геол. Комитета, т. 3, в. 3, 1923.
3. Баженов И. К. — Краткий отчет о работе Маинский партии в 1923 г. Изв. Сиб. отд. Геол. Комитета, т. 3, в. 5, 1924.
4. Баженов И. К. — Предварительный отчет о геологических исследованиях 1924 года в юго-западных Саянах. Изв. Сиб. отд. Геол. Комитета, т. 4, в. 5, 1925.
5. Баженов И. К. — Западный Саян. В сб. «Очерки по геологии Сибири», 1935.
6. Билибин Ю. А. — Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1948.
7. Елисеева Н. А. — Петрография Рудного Алтая и Калбы. Изд. АН СССР, «Петрография СССР», регион. петрография, сер. 1, в. 6, 1938.
8. Елисеев Н. А. — Структурная петрология, 1953.
9. Заварицкий А. Н. — Петрография Бердяшского плутона. Тр. ЦНИГРИ, в. 96, 1937.
10. Каденский А. А. — Магматическая геология Передового хребта Северо-Западного Кавказа. Изд. АН СССР, 1956.

11. Котляр В. Н. — О магматических комплексах и оруденении, «Сов. геология», № 43, 1955.
 12. Кузнецов В. А. — Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 1, 1954.
 13. Кузнецов Ю. А. — Фации магматических пород. В сб. «Вопросы геологии Азии», т. 2, 1955.
 14. Лебедев А. П. и Гинзбург И. В. — Материалы к петрографии магматических пород северо-восточной части центральной Тувы. Тр. инст. геол. наук АН СССР, петр. сер., в. 147, 1953.
 15. Морковкина В. Д. — Гранитоиды Центрального Кавказа (Осетия). Тр. инст. геол. наук, петр. сер., в. 107, 1950.
 16. Серпухов В. И. — Общие принципы регионального металлогенического анализа. «Сов. геология», № 43, 1955.
 17. Сивов А. Г. и Люберцев А. А. — Характер минерализации вдоль Саянского надвига в Западном Саяне. Вестник ЗСГУ, № 3, 1941.
 18. Сивов А. Г. — Кембрий и докембрий Западного Саяна. Тр. горно-геол. инст. ЗСФАН СССР, в. 2, 1948.
 19. Сивов А. Г. — Нижний кембрий Западного Саяна. Изв. Томского политехн. инст., т. 74, в. 2, 1953.
 20. Усов М. А. — Фации и фазы интрузивов. Изв. Сиб. Геол. Комитета, 1924, т. 4, в. 3; 2-е изд. 1932.
 21. Фаворская М. А. — Неоинтрузии Верхней Сванетии. Тр. инст. геол. наук, АН СССР, в. 84, 1947.
 22. Хорева Б. Я. — Геолого-петрологический анализ юго-восточной части Иртышской зоны разлома. Мат. ВСЕГЕИ, петрология, нов. серия, в. 1, 1954.
-

ИСПРАВЛЕНИЯ И ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
4	25 сверху	<i>Leptimnadia</i>	<i>Leptolimnadia</i>
6	8 снизу	„сахаровидные“	„сахаровидные“,
"	6 "	минерала	минералов
"	2 "	серые	серые,
7	13 "	Коллоидальные	Аутигенные
12	28 "	„чертинской свиты“	„чергинской свиты“
17	10 "	камбрийскими	кембрийскими
18	27 сверху	мерглей	мергелей
"	29 "	<i>Hlaenidae</i>	<i>Ulaenidae</i>
21	19 "	кембрию	докембрию
23	16 снизу	1957	1958
26	26 "	поддерживается	подтверждается
28	4 "	<i>Slatkovska</i>	<i>slatkovska</i>
29	5 "	1957	1958
33	14 "	<i>Bulalasis</i>	<i>Bulaiaspis</i>
39	20 "	выше описанных	вышеописанных
41	23 сверху	бласто-псаммитовой	бластопсаммитовой
48	14 снизу	дайки Рудное	дайки. Рудное
56	20 "	минералогии	минерагении
66	Рис. 10	серпцита	серицита
67	6 снизу	теллурида, золота	теллурида золота
76	27 "	радроблены	раздроблены
77	23 "	эпидото-кварцево-полевошпа- товые	эпидото-кварцево-полево- шпатовые
83	14 сверху	плагигранитной	плагиигранитной
"	7 снизу	Елисеева Н. А.	Елисеев Н. А.
88	2 "	неравномерно зернистая	неравномернозернистая
110	25 сверху	природы	породы
112	7 снизу	А. К. Яхонтова	Л. К. Яхонтова
116	8 "	Ro	RO
122	26 "	$N-(\bar{3}04); r-(\bar{1}0\bar{1});$	$N-(\bar{3}04); r-(\bar{1}0\bar{1});$
"	24 "	$m-(110)$	$m-(110)$
123	1 сверху	(304)	$(\bar{3}04)$
"	15 "	(302)	$(\bar{3}02)$
129	8 "	Болдырев А. К.	Коллектив авторов, под ред. А. К. Болдырева
133	Таблица 1	Содержание	Содержание $Ca Mg Si_2 O_6$
160	26 снизу	поверхностных водоемов	поверхностные водоемы
170	12 снизу	(i_2)	(i_2)
201	1 сверху	Этой	этой
226	9 "	1 пог. м	1 пог. см

В статье С. А. Строителява „Исследование кристаллизации эпсомита и мирабилита“ по техническим причинам фигурные скобки заменены на квадратные, например: [100] вместо {100} и т. д.