

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, ПЕТРОГРАФИИ,
МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

ФОРМАЦИИ И ФАЦИИ
ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ
И КАЙНОЗОЙСКИХ
МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАМЧАТКИ

ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1968

ФОРМАЦИЯ ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВ ВЕРХНЕМЕЛОВОГО — ПАЛЕОГЕНОВОГО ВОЗРАСТА

Н. Л. ШИЛИН, О. Н. ВОЛЫНЕЦ

ВВЕДЕНИЕ

В состав этой формации объединяются интрузивные породы, развитые в осевой части Срединного хребта Камчатки, а также на его склонах на площади около 5000 км², ограниченной бассейном р. Ичи на севере и бассейном р. Плотниковой на юге.

По условиям формирования отдельных плутонов можно выделить два типа интрузивных тел:

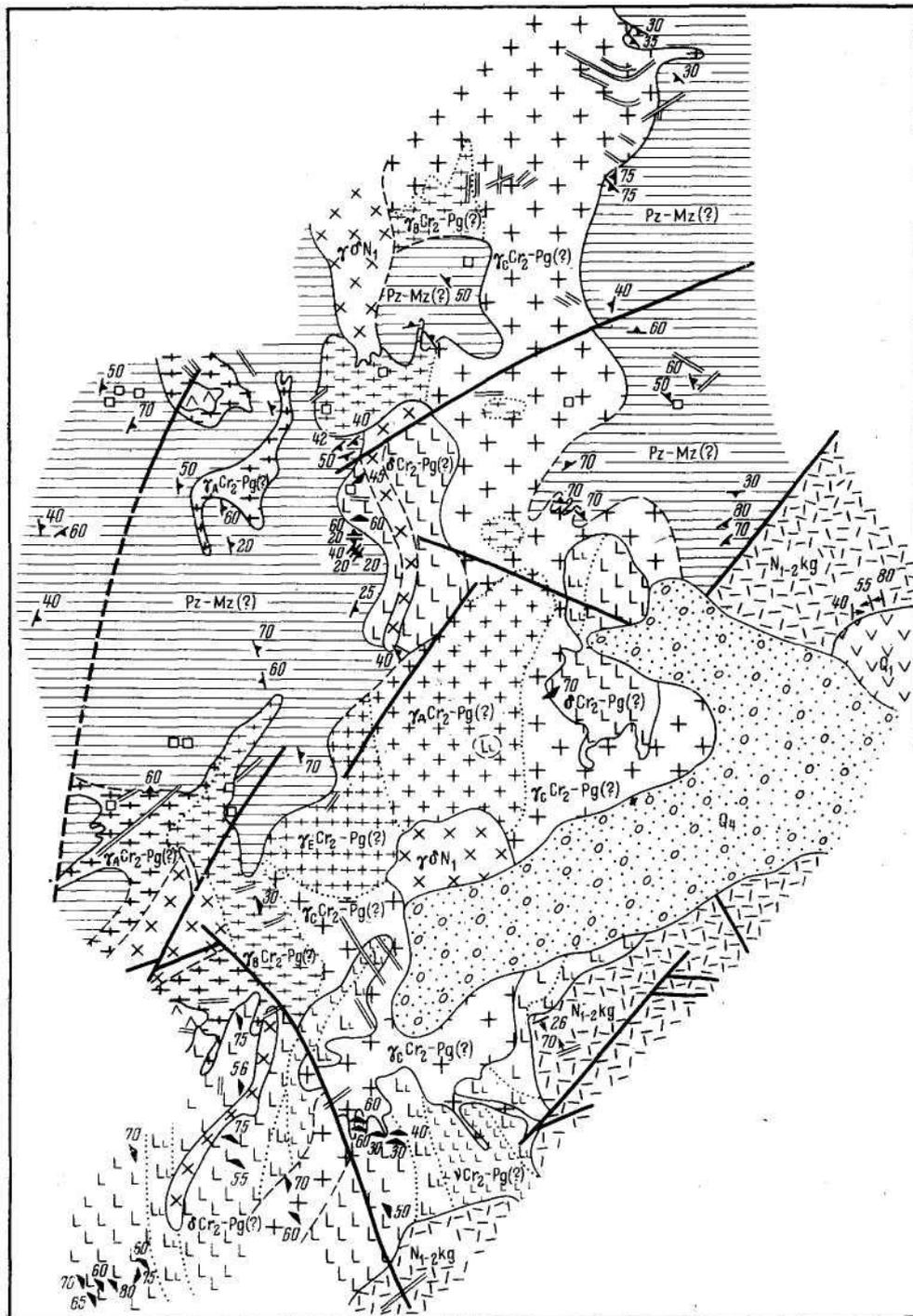
I. Сложно построенные интрузивные массивы, сформированные в течение двух фаз внедрения, и самостоятельные тела, по составу отвечающие одной из этих фаз (наиболее типичные представители формации).

II. Интрузивные тела, сформированные в течение одной фазы внедрения, но имеющие сложное фациальное строение, связанное с дифференциацией расплава в интрузивной камере. По петрографическому составу и петрохимическим особенностям магматические образования второго типа являются промежуточными между породами ранней и поздней фаз массивов первого типа.

ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ ПЕРВОГО ТИПА

Интрузивные массивы этого типа, сформированные в течение двух фаз внедрения, и самостоятельные тела, по составу отвечающие одной из этих фаз, преимущественно развиты в пределах метаморфических толщ Срединного массива. Однако работами М. М. Лебедева, А. Ф. Марченко, М. И. Горяева и некоторых других исследователей, а также авторов настоящей статьи они устанавливаются и в поле развития верхнемеловых вулканогенно-осадочных толщ (хозгонской, кихчикской свит и ирунейской серии). Массивы этого типа отмечены В. Н. Лукьяновым и И. А. Сидорчуком в среднем и верхнем течении р. Филиппа, М. А. Сухаревым — в верховьях ручья Кагнисин, И. А. Сидорчуком — в среднем течении р. Богдановской, Я. В. Илечко — на левобережье р. Крутогоровой, Л. П. Грязновым — в районе верхнего течения р. Порожистого.

Наиболее общим и характерным для всех перечисленных интрузивных массивов является характер распределения фациальных разностей пород в теле интрузива. Так, в первой фазе внедрения преимущественное развитие получили кварцевые диориты и габбро-диориты; амфиболовые и, реже, пироксен-амфиболовые габбро приурочены к зонам эндоконтакта, хотя, слагают также и отдельные самостоятельные тела. Среди пород второй фазы наиболее развиты биотитовые гранодиориты. Кроме того, для пород второй фазы характерно присутствие плагиогранитов, а также лейкократовых биотитовых и двуслюдяных гранитов, которые развиты в



- | | | | | | | | | |
|----|----|----|----|----|----|----|----|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
| 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | 16 | 17 | 18 |
| 19 | 20 | 21 | 22 | 23 | | | | |

зонах пологого контакта интрузивных тел и в их апикальных частях. Иногда они образуют самостоятельные интрузивные тела, купола, жилы и дайки. Отмечаются также жилы горнблендитов.

В качестве примера рассмотрим геолого-петрографические особенности характерного массива этого типа, обнажающегося в бассейне ручья Кагнисин (фиг. 1). Этот плутон представляет собой сложно построенный многофациальный массив, образованный в течение двух фаз внедрения. Интрузия вытягивается в субмеридиональном направлении на расстояние до 15 км при ширине выходов от 2 до 5 км. Простираение контактов в общем согласное со структурами вмещающих пород — биотитовых гнейсов, филлитовидных и хлорит-актинолитовых сланцев. Плутонические образования, относящиеся к первой фазе внедрения, приурочены к южной части интрузивного массива и находятся в настоящее время на более низких уровнях эрозионного среза. Плоскость западного контакта интрузивного тела первой фазы внедрения наклонена под углом 40—60° на восток в сторону плутона. В зоне экзоконтакта интрузии отмечаются окварцевание и биотитизация, а в филлитовидных сланцах появляются редкие новообразования ставролита и андалузита. Мощность зоны измененных пород не превышает 250—300 м. Здесь среди вмещающих пород встречаются маломощные жилы-апофизы массива. Восточный контакт перекрыт вулканогенно-осадочной толщей ниже-среднемиоценового возраста.

Интрузивное тело первой фазы внедрения имеет сложное строение. Около 60% площади обнаженной части интрузии слагают биотит-роговообманковые кварцевые диориты. Среди них отмечаются неравномерно распределенные субпараллельные полосы, сложенные другими петрографическими разностями пород. Простираение этих полос грубо совпадает с общим простираением плутона. В направлении восточного контакта роговообманковое габбро и кварцевые диориты постепенно сменяются биотит-роговообманковыми и кварцевыми габбро-диоритами. Среди них отмечаются порфириовидные разности. Структура пород неравномернозернистая, текстура массивная, но в отдельных случаях полосчатая. Полосчатость особенно четко проявлена у контактов плутона. Отмечаются также плоскостная и линейно-плоскостная ориентировки минералов, особенно темноцветных. Эта ориентировка четко выявляется в эндоконтактовых зонах и часто совпадает с простираением контакта. Интересно отметить, что в южной части тела, также вблизи контакта, линейная ориентировка минералов не совпадает с простираением указанных выше

Фиг. 1. Геолого-петрографическая схема участка верховьев р. Кагнисин

1 — современные аллювиальные отложения; 2 — нижнечетвертичные андезиты и андезито-базальты; 3 — кагнисинская свита ниже-среднемиоценового возраста; туфогейные песчаники, алевролиты, андезиты, андезито-дациты и их туфы; 4 — комплекс кристаллических пород: хлорит-актинолитовые зеленые сланцы, биотитовые гнейсы и микрогнейсы; 5 — биотитовые и биотит-роговообманковые грано-диорит-порфиры плиоценового возраста; 6 — интрузивные тела формации габбро-гранодиоритов миоценового возраста: пироксен-биотит-роговообманковое кварцевое габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, биотит-роговообманковые гранодиориты и граниты; 7—14 — интрузивные породы, формации габбро-плаггиогранитов Верхне-емелового — палеогенового возраста; 7 — роговообманковые и биотит-роговообманковые габбро, 8 — биотит-роговообманковые габбро-диориты, кварцевые габбро-диориты, диориты, 9 — биотит-роговообманковые кварцевые диориты, 10 — лейкократовые граниты и аляс-киты, 11 — двуслюдяные граниты, 12 — биотитовые граниты и гранодиориты, 13 — калишпатсодержащие плаггиограниты, 14 — плаггиограниты; 15 — жилы диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиритов плиоценового возраста; 16 — разрывные нарушения: а — установленные, б — отдешифрованные на аэрофотоснимках; 17 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые; 18 — границы фаций; 19 — выходы пегматитов; 20 — элементы сланцеватости и гнейсоватости пород; 21 — полосчатые и линейно-плоскостные текстуры в интрузивных породах; 22 — элементы залегания осадочных и вулканогенных пород; 23 — элементы залегания даек

литологически различных полос внутри интрузивного тела. Она пересекает фациальные границы, но в общем соответствует направлению южного контакта плутона.

Среди магматических образований первой фазы изредка отмечаются ксенолиты (до 10 м в поперечнике) очень слабо ороговикованных филлитовидных сланцев неправильной, часто угловатой формы. Здесь же встречено большое количество шпиров (от 2—3 см до 40—50 см в поперечнике).

Среди жильных образований отмечаются метасоматические габбро-пегматиты, а также жилы горнблендитов, дающих постепенные переходы к габбро. Все жилы располагаются исключительно среди интрузивных пород.

Породы второй интрузивной фазы слагают крупный асимметричный массив. В плане он представляет собой неправильной формы тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. Об апикальном характере вскрытой части интрузии свидетельствует наличие останцов кровли и ксенолитов в интрузивном теле в удалении от контактов с вмещающими породами, а также их приуроченность к наиболее высоким участкам рельефа. В то же время глубоко врезанные долины ручьев вскрывают внутренние части интрузии на глубину до 1,3 км. Интрузивное тело прорывает породы метаморфического комплекса Срединного хребта Камчатки: гнейсы, филлитовидные и хлорит-актинолитовые сланцы и вместе с ними породы более ранней интрузивной фазы. Западный контакт плутона очень неровный и извилистый, но более пологий, чем восточный, и его плоскость наклонена под углом 45—50° в сторону от массива (на запад). В апикальных частях (водораздел Кагнисина и Утудумца) эта плоскость несколько выполаживается. Восточный контакт более крутой, ровный, и его плоскость наклонена под углом 50—75° на запад. Изменение вмещающих пород в экзоконтакте выражается в образовании зоны кварцбиотитовых роговиков мощностью от первых сантиметров до 2—3 м.

В экзоконтакте всякого бока интрузива мощность зоны роговиков увеличивается до 10—20 м, а вмещающие породы здесь окварцованы, пронизаны целой серией даек, жил-апофиз, пегматитовых жил. Поле развития пегматитовых жил сравнительно неширокой полосой (до 2 км) вытягивается вдоль пологого контакта. Здесь же широко развиты купола, апофизы интрузивного массива. Эти образования проникают во вмещающие породы как согласно, так и резко несогласно с элементами их структуры. По отношению к структурам вмещающей рамы интрузивное тело является конкордантным и конформным, приурочено к одному из наиболее длительно живущих разломов на восточном склоне массива кристаллических пород и вытянуто согласно со структурами вмещающих толщ. Плутона разбит целой серией разновозрастных тектонических нарушений, и некоторые из них не выходят за пределы самого массива.

Интрузивный массив второй фазы также имеет сложнофациальное строение. На большой площади здесь развиты биотитовые гранодиориты и граниты. Подчиненное значение имеют плагиограниты, которые обнажаются в наиболее глубоко эродированных частях массива. В зоне пологого эндоконтакта развиты лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты; причем переход от гранодиоритов к двуслюдяным гранитам здесь постепенный. В гранодиоритах увеличивается количество калиевого полевого шпата, кварца, появляется мусковит. Гипидиоморфные структуры сменяются аллотриоморфнозернистыми. В апикальных частях интрузии, однако, отмечается интрузивный контакт между лейкократовыми двуслюдяными гранитами и биотитовыми гранодиоритами. Интрузивные соотношения подчеркиваются наличием жил двуслюдяных и лейкократовых биотитовых гранитов в биотитовых гранодиоритах.

Подобные образования, слагающие отдельные дайки и купола, широко развиты и во вмещающих породах вблизи пологого контакта тела.

Формирование таких тел, как и образование лейкократовых и двуслюдяных гранитов, во многом, по-видимому, обязано процессам высокотемпературного автотетасоматоза. Наличие метасоматического калиевого полевого шпата особенно отчетливо устанавливается в апикальных частях интрузии, где он цементирует и корродирует уже измененные вторичными процессами минералы, образовавшиеся в магматическую фазу.

Процесс образования двуслюдяных и лейкократовых гранитов хорошо иллюстрируется наблюдениями над жилами-апофизами массива. Мощная жила такого типа изучена в верховьях ключа Начального. Она имеет мощность до 150 м при протяженности 1,5 км. В эндоконтактных частях тела развиты светло-серые мелкозернистые биотитовые гранодиориты. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Четко выделяются своими идиоморфными очертаниями слабо корродированные кристаллы плагиоклаза. Биотит (единственный темноцветный минерал) слабо хлоритизирован. По направлению к центральным частям жилы постепенно уменьшается количество биотита, более интенсивен процесс его хлоритизации, в то же время несколько увеличивается количество калишпата и кислого плагиоклаза, появляется мусковит. Постепенно изменяется и структура породы: она становится аллотриоморфнозернистой с участками гранитовой, которая совершенно исчезает в центральных частях жилы. Количественные соотношения минералов и структуры указывают здесь на эвтектоидный характер кристаллизации. Однако в отдельных участках наблюдаются и несколько иные соотношения. Так, иногда грубоидиоморфные таблицы ортоклаза цементируют сосюритизированные лейсты плагиоклаза и хлоритизированные листочки биотита; причем указанные минеральные зерна своей длинной стороной вытягиваются четко параллельно спайности двух направлений в таблице ортоклаза.

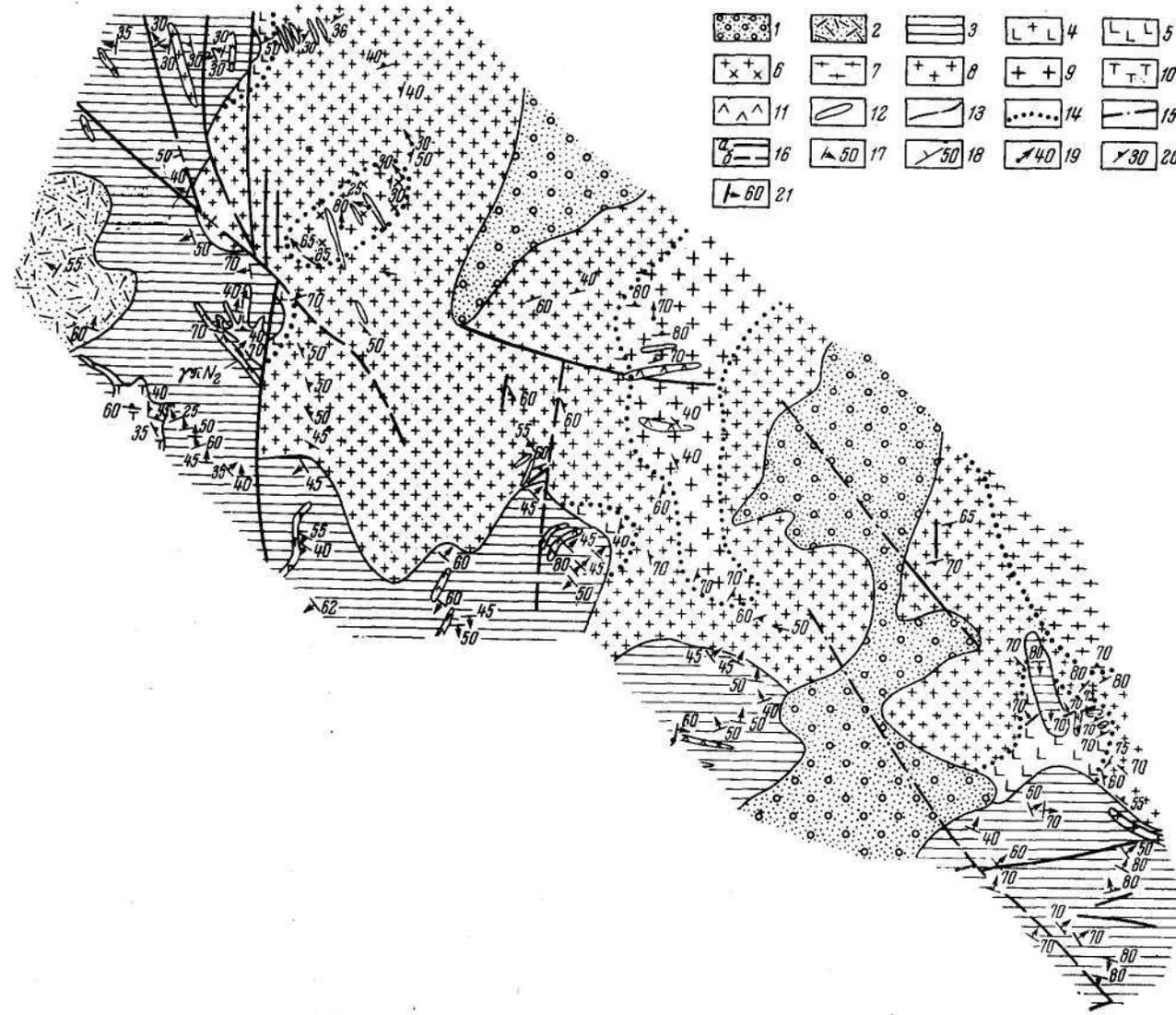
Описанное выше строение мощной жилы апофизы говорит о том, что после застывания эндоконтактных фаций в центральной части жилы еще существовал расплав, кристаллизация которого привела к образованию лейкократового ядра жилы. Здесь интересно отметить, что по петрографическим особенностям биотитовые гранодиориты фации эндоконтакта идентичны таковым из самого тела интрузива, а лейкократовые граниты центральной части жилы сопоставимы с гранитами, развитыми в области пологого эндоконтакта интрузива. По-видимому, эволюция расплава в процессе кристаллизации приводила к его обогащению щелочами, что в свою очередь несколько задерживало кристаллизацию центральной части жилы. В результате образовался остаточный расплав, из которого кристаллизовались породы, аналогичные лейкократовым гранитам массива.

Таким образом, формирование гранитов в самом теле интрузива также могло происходить из подобных расплавов, которые кристаллизовались несколько позже биотитовых. гранодиоритов, слагающих большую часть плутона. Эти расплавы локализовались преимущественно у пологого контакта (где в настоящее время развиты лейкократовые биотитовые граниты) и, вступая во взаимодействие с апикальной закристаллизовавшейся «покрышкой», интродировали ее. Этим объясняется наличие, с одной стороны, постепенных переходов, а с другой.— интрузивных контактов между лейкократовыми, часто двуслюдяными, гранитами и биотитовыми гранодиоритами. При дальнейшем формировании пород большое значение приобретают уже высокотемпературные постмагматические процессы, которые обусловили преимущественное развитие двуслюдяных разновидностей, часто слагающих купола-апофизы.

Среди магматических образований второй фазы нередко встречаются ксенолиты различного состава. Среди них резко преобладают обломки

Фиг. 2. Геолого-петрографическая схема участка среднего течения р. Правой Воровской

1—современные аллювиальные отложения; 2 — черепановская свита олигоцен-среднемиоценового возраста; андезиты-базальты, андезиты, их туфы и туфогравелиты; 3—хозганская свита верхнего мела: туфопесчаники и сланцы; 4—9 — интрузивный массив формаций габбро-плагиигранитов верхнемелового—палеогенового возраста: 4—биотитовые кварцевые диориты, 5 — биотит-амфиболовые кварцевые диориты, 6 — амфибол-биотитовые гранодиориты, 7 — лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты, 8 — биотитовые гранодиориты мелко- и среднезернистые, 9 — биотитовые гранодиориты и граниты крупнозернистые; 10 — интрузивный массив субщелочной формации палеогенового возраста: пироксен-роговообманковые и роговообманковые габбро; 11 — жилы и дайки гранодиорит-порфиров; 12 — дайки диоритовых порфиров; 13 — геологические границы; 14 — границы фаций; 15 — разрывные нарушения, предполагаемые под чехлом аллювиальных отложений; 16 — разрывные нарушения: а — установленные, б — предполагаемые; 17 — элементы залегания осадочных и вулканогенных пород; 18 — элементы залегания плоскостей разрывных нарушений; 19 — линейная ориентировка минералов в интрузивных породах; 20 — линейно-плоскостная ориентировка минералов в интрузивных породах; 21—ориентировка ксенолитов в интрузивных породах



пород, развитых в экзоконтакте. Количество ксенолитов увеличивается в области эндоконтакта, а также в апикальных частях интрузии. Обычно они остроугольны, очень слабо оплавлены, разбиты сетью трещин, выполненных гранитным материалом. Размеры колеблются от нескольких сантиметров в поперечнике до 1,5—2 м. Центральные части, даже у небольших ксенолитов, очень слабо изменены. По составу это хлорит-актинолитовые и филлитовидные сланцы, биотитовые гнейсы и обломки интрузивных пород ранних фаз внедрения. На контакте ксенолитов и вмещающих их магматических пород иногда отмечаются маломощные оторочки (0,5—2 см) хлорита и биотита. Ксенолиты, встреченные в глубоко эродированных участках интрузивных тел, интенсивно биотитизированы или хлоритизированы, но и там можно определить их первичный состав.

ИНТРУЗИВНЫЕ МАССИВЫ ВТОРОГО ТИПА

Плутонические образования, которые относятся к данному типу интрузивных тел, сформированных в течение одной фазы внедрения, но имеющих сложнофациальное строение, связанное с дифференциацией расплава при его кристаллизации в интрузивной камере, развиты преимущественно в полосе верхнемеловых вулканогенно-осадочных пород, обрамляющей Срединный кристаллический массив. Так, в бассейне р. Ичи в нижнем течении р. Самка среди порфиритов и окремнелых туфов верхнемелового возраста располагается вытянутое в субмеридиональном направлении тело, сложенное биотитовыми, биотит-амфиболовыми и амфиболовыми гранодиоритами, которые изучались З. А. Абдрахимовым, Д. А. Бабушкиным. На южном окончании Срединного хребта в бассейне р. Камешковой среди алевролитов и филлитовидных сланцев залегает Гольцовский массив — пластообразное тело, падающее на северо-восток.

Центральные части этих массивов сложены биотитовыми и амфибол-биотитовыми гранодиоритами, реже диоритами, которые к контактам постепенно переходят в биотит-амфиболовые гранодиориты и кварцевые диориты. Характерно также присутствие в отдельных крупных телах на самых высоких гипсометрических уровнях лейкократовых биотитовых и двуслюдяных гранитов. Последние иногда образуют жилы, рвущие породы главной интрузивной фации.

Одним из самых крупных плутонов этого типа является интрузивный массив биотитовых гранодиоритов и кварцевых диоритов, обнажающийся на водоразделе рек Средней и Правой Воровской (фиг. 2). Он представляет собой сложно построенное тело, сформированное в течение одной фазы внедрения. Интрузия прорывает массивные песчаники и филлитовидные сланцы верхнемелового возраста (хозгонская свита). Контакты крутые, с углами падения от 50 до 80° на северо-восток в сторону плутона. Особенно детально изучен юго-западный контакт тела, простирание которого в общем совпадает с направлением крупных складок во вмещающих породах. Оси последних вытянуты в северо-западном направлении. Складки имеют размах крыльев 3—4 км и наклон слоев на крыльях от 30 до 60°, возрастающий на контакте с интрузивным телом — до 80°.

Среди магматических образований, слагающих массив, наиболее развиты биотитовые гранодиориты, которые обнажаются преимущественно в центральной части тела. По направлению к эндоконтактам они сменяются амфибол-биотитовыми гранодиоритами, а затем амфибол-биотитовыми кварцевыми диоритами. На периферии массива, по данным А. Ф. Марченко, иногда отмечаются гранит-порфиры и диоритовые порфиры, в которых на фоне основной массы, имеющей микрогранитовую

структуру, выделяются крупные вкрапленники плагиоклаза. На самых высоких гипсометрических уровнях появляются лейкократовые биотитовые граниты. Они состоят из равных количеств калиевого полевого шпата, плагиоклаза и кварца, содержание биотита и, реже, роговой обманки колеблется в пределах 3—5%. В отдельных разностях отмечается до 5—6% мусковита. Кроме того, биотитовые гранодиориты центральной части тела рвутся жилами лейкократовых двуслюдяных гранитов.

Проведенное изучение плоскостной и линейно-плоскостной ориентировки минералов в юго-западной части массива показало, что внутренняя структура интрузивного тела грубо совпадает с направлением главных структурных элементов во вмещающих породах.

Песчаники и глинистые породы вблизи контакта с плутоном ороговированы в полосе шириной до 250 м. Здесь образуются биотитовые роговики. Нужно отметить почти полное отсутствие ксенолитов вмещающих пород. Отдельные же редкие ксенолиты очень слабо переработаны.

Дайки, сопровождающие массив, сложены диоритовыми порфиритами, биотитовыми гранодиоритами, реже биотитовыми и двуслюдяными гранитами. По данным А. Ф. Марченко, отмечаются также жилы габбро-диоритов, гранит-порфиров и керсантитов. Взаимоотношения между отдельными группами даек не установлены.

ВОЗРАСТ ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

На основании соотношения интрузивных пород описываемой формации с палеонтологически охарактеризованными эффузивно-осадочными толщами нижняя возрастная граница их внедрения устанавливается как конец верхнего мела (в бассейне р. Правой Воровской интрузия прорывает

Таблица 1

Абсолютный возраст магматических пород формации габбро-плагиогранитов

Образец	Порода	Место отбора образца	Возраст, млн. лет	
			по анализам	принято
7849	Гранит	Р. Правая Воровская	56; 60; 62; 54;	58
6259	Гранодиорит	Истоки р. Кагнисин	52; 57; 53	54

вает верхние части разреза хозгонской свиты верхнемелового возраста). Верхний возрастной предел определяется перекрыванием пород формации ниже-среднемиоценовыми образованиями (верховья ключа Начального). В нижней части разреза здесь присутствует базальный слой крупноглыбовых туфоконгломератов, залегающих непосредственно на габбро-диоритах и кварцевых диоритах первой интрузивной фазы и содержащих обломки пород как первой, так и второй фаз внедрения.

В нашем распоряжении имеются и результаты двух анализов абсолютного возраста пород формации габбро-плагиогранитов, приведенных в работе Л. В. Фирсова (1964). Определения проводились калий-аргоновым методом (табл. 1).

Результаты определения абсолютного возраста пород показывают, что образование их произошло в самом конце верхнемелового времени или в начале палеогенового. Этот вывод подтверждается определением абсолютного возраста биотита из плагиогранитов, отобранных на водо-

разделе рек Ичи и Шануч (Я. В. Илечко). Анализ проведен в лаборатории ИГЕМ АН СССР и дал возраст 49 ± 3 млн. лет.

К указанному следует добавить, что на водоразделе рек Утудумец и Юртиная авторами наблюдалось прорывание кварцевых диоритов рассматриваемой формации гранодиоритами миоценового возраста.

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ИНТРУЗИВНЫХ ТЕЛ, ИХ ФОРМА, РАЗМЕРЫ И ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРА

При изучении характера размещения интрузивных тел устанавливаются следующие закономерности.

Большинство интрузивов локализуется в двух крупных тектонических зонах северо-западного простирания, одна из которых пересекает Срединный массив кристаллических пород, а другая ограничивает с севера полосу выходов метаморфических пород. Первая крупная ослабленная зона протягивается от бухт Большой Саранной и Ахонтен через южные отроги Ганальского хребта и пересекает Срединный массив в бассейне р. Кагнисин в направлении бассейна рек Средней и Правой Воровской.

Вторая зона является северо-западным продолжением крупного глубинного разлома, ограничивающего Срединный массив (Ротман, 1963). Большинство тел, однако, вытянуто под некоторым углом к этому направлению и, по-видимому, локализуется вдоль оперяющих трещин.

Массивы двух указанных выше типов разнообразны по своим размерам. Среди них отмечаются и мелкие штокообразные тела с площадью вскрытой части от 1 до 2 км², и крупные массивы с площадью выходов, достигающей 150—160 км² (массив в бассейне р. Правой Воровской). Наиболее типичными по форме являются массивы, вытянутые согласно со структурами вмещающих пород, иногда межпластовые тела (мелкие интрузии гранодиоритов в бассейнах рек Капитанской и Филиппа).

Плоскости контактов наклонены под углами от 40 до 80° (иногда вертикальные) и падают согласно с наклоном вмещающих пород, развитых в зоне экзоконтакта. В этих зонах отмечается разгнейсование интрузивных пород, согласное с гнейсоватостью и сланцеватостью вмещающих толщ. Прототектонические структуры выражены в линейно-плоскостной ориентировке минералов и часто наблюдавшейся полосчатости пород. Из явлений, связанных с протокатаклизом, широко развиты волнистое угасание и «занозистые» ограничения перекристаллизованных зерен кварца, деформация двойников плагиоклаза. Прототектонический катаклиз, соответствие линейной и плоскостной ориентировки простиранию контактов, а также соответствие внутренней структуры отдельных интрузивных тел общему простиранию структурных элементов во вмещающих породах — все это указывает на то, что внедрение и формирование интрузивных тел связаны со складчатостью. Следует отметить и еще один, по нашему мнению, весьма существенный факт. Интрузивные тела, сформированные в течение одной фазы внедрения и залегающие в меловых толщах вокруг Срединного массива, имеют вытянутые очертания в плане, а в поперечном разрезе представляют собой асимметричные тела, всiachий бок которых часто имеет пологие контакты (30—60°) с вмещающими толщами, а лежащий бок — крутые контакты (50—80°), причем оба контакта наклонены в одном направлении, — как правило, в сторону Срединного массива кристаллических пород. Создается впечатление, что эти тела при определенных условиях «выжимались» из-под указанного массива в более пластичные по сравнению с ним вулканогенно-осадочные образования верхнемелового возраста.

Характер контактового воздействия и ореолы контактовых роговиков

Интрузивные тела, как правило, образуют незначительные ореолы контактового воздействия, исчисляющиеся первыми десятками метров, изредка достигающие мощности 150—200 м. Некоторые исследователи считают эти ореолы более значительными по мощности. Так, А. Ф. Марченко оценивает мощность контактово измененных зон вокруг крупного не дифференцированного по фазам массива в бассейне р. Правой Воровской в 1,5—2 км. Наиболее мощные зоны контактового воздействия характерны для апикальных частей интрузивных тел, а также для их пологих контактов. В этих случаях указанная зона насыщена магматическими инъекциями, по составу аналогичными с породами интрузивной фазы, жилами-апофизами и кварцевыми жилами. Иногда здесь отмечаются пегматитовые тела и небольшие пегматитовые поля (массив р. Кагнисин). Вокруг мелких тел мощность полосы роговиков не превышает 5—6 м.

По минеральному составу роговики однообразны. На контактах с вулканогенно-осадочными образованиями формируются кварц-биотит-альбитовые низкотемпературные роговики. В отдельных случаях описываются биотит-пироксеновые роговики (интрузивный массив р. Средней Воровской), а также образования андалузита и кордиерита в зонах непосредственного контакта (Гольцовский массив, по данным А. И. Шиш). На контакте с интенсивно метаморфизованными породами — гнейсами, кварц-биотитовыми сланцами — отмечается некоторая биотитизация.

Из приведенных данных можно видеть, что более мощные зоны роговикования, а также более высокотемпературные роговики с кордиеритом и андалузитом отмечаются вокруг интрузивных тел, не дифференцированных по фазам.

Ксенолиты вмещающих пород среди интрузивных образований

Обычно среди описываемых интрузий отмечается большое количество ксенолитов, однако есть массивы, практически лишенные их. Здесь встречаются как очень слабо переработанные обломки вмещающих пород, залегающих непосредственно на контакте, так и тневые ксенолиты и шпирь; причем два последних типа приурочены преимущественно к породам первой фазы массивов первого типа. Размеры ксенолитов самые разнообразные — от нескольких сантиметров до первых десятков метров. Интересно, что вместе со сменой состава контактирующих вмещающих пород при прослеживании вдоль контакта интрузивного тела соответственно меняется и состав всех ксенолитов, кроме тневых. С удалением от контакта к центру массива количество обломков резко падает; встреченные в центральных частях массивов ксенолиты также очень слабо переработаны и по составу отвечают вмещающим породам. Отмечаются окварцевание и биотитизация ксенолитов.

Слабая степень переработки ксенолитов в различных частях плутонов первого типа, незначительная степень проявления экзоконтактовых изменений вмещающих пород независимо от их состава могут указывать на подчиненную роль явлений ассимиляции в самой интрузивной камере. Это подтверждается также развитием пород идентичного состава в зонах эндоконтактов в различных массивах независимо от условий их становления. С другой стороны, присутствие большого количества шпиров и редких тневых ксенолитов в породах первой фазы массивов этого типа может указывать на гибридный характер расплава, поступавшего в интрузивную камеру.

Для массивов второго типа характерно появление в эндоконтактах пород, несколько более основных (кварцевые диориты), чем в центральных частях (гранодиориты и граниты). Несколько шире и ореолы экзоконтактных изменений. К тому же А. И. Шиш указывает на постепенную смену при переходе к центральным частям массивов отчетливых ограничений ксенолитов расплывчатыми. Очевидно, что все эти факты свидетельствуют о более значительном, чем в первом случае (хотя в целом также не очень интенсивном), гибрилизме в интрузивных камерах.

Глубина формирования интрузивных тел

О глубине формирования интрузивных тел можно судить лишь по косвенным данным, оценивая мощности прорываемых ими отложений. Так, на западном склоне Срединного хребта интрузия гранодиоритов и кварцевых диоритов в бассейне р. Правой Воровской прорывает отложения верхней части разреза хозгонской свиты. Мощность этой части разреза оценивается А. Ф. Марченко в 680 м. Стратиграфически выше залегают породы ирунейской серии, общая мощность которых, по данным М. М. Лебедева, составляет 1200 м. Мощность палеогеновых отложений на площади Срединного Камчатского массива в самых полных разрезах не превышает 1000 м. Исходя из указанных мощностей верхнемеловых и палеогеновых отложений и предполагаемого возраста формаций, можно говорить о том, что глубина формирования интрузии вряд ли превышала 2500—2900 м, т. е. что тело формировалось в условиях гипабиссальных глубин. Подобный расчет глубины застывания других массивов формации габбро-плагиогранитов приводит к аналогичным выводам.

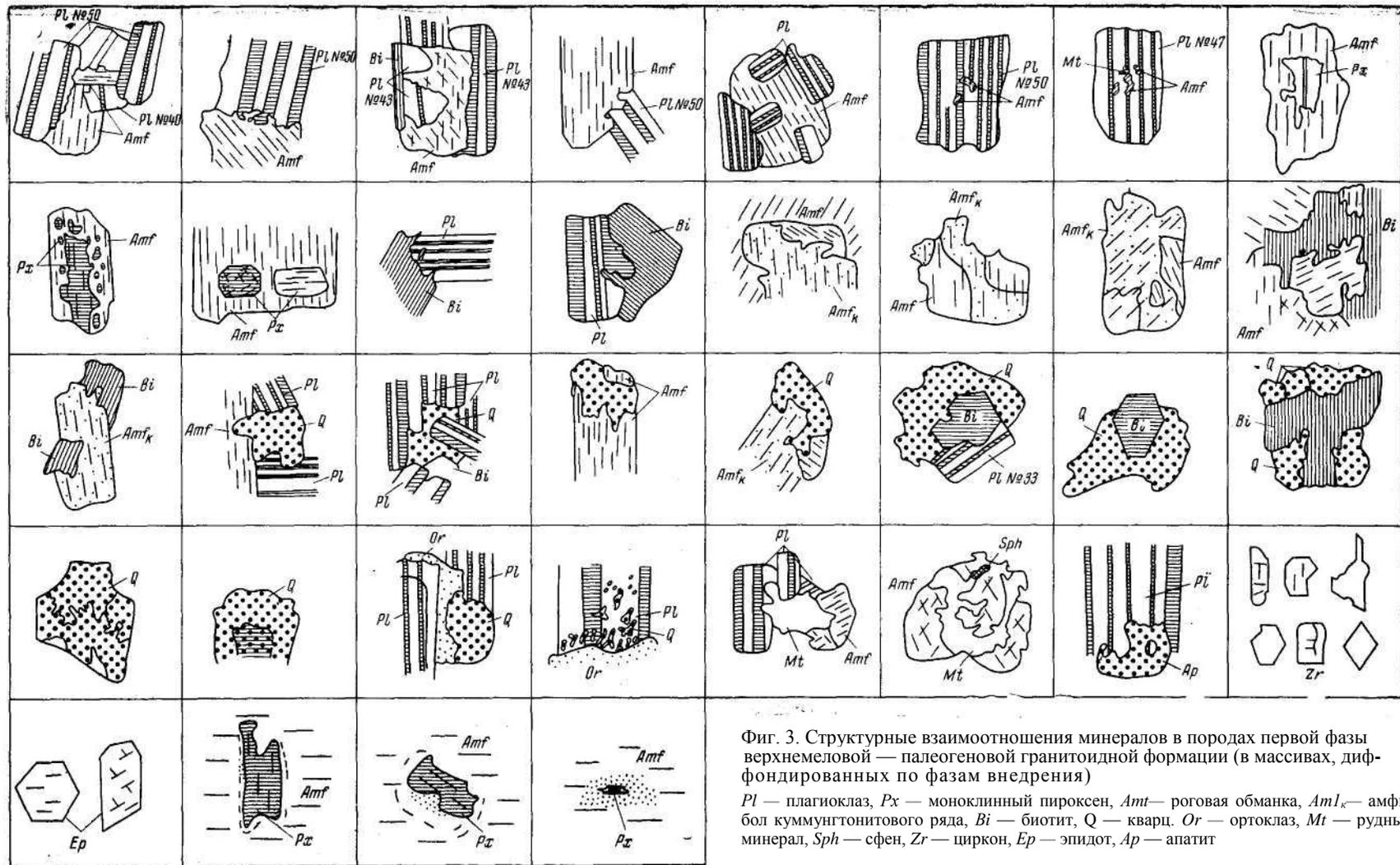
Глубина эрозионного среза интрузивных тел

Долины рек в Срединном хребте вскрывают интрузивные массивы на глубине порядка 1000—1300 м. При этом на наиболее высоких гипсометрических уровнях современного рельефа нередко обнажаются апикальные части интрузивов, о чем свидетельствует обилие крупных (до нескольких десятков метров в поперечнике) и слабо переработанных ксенолитов вмещающих пород (р. Кагнисин). В других случаях интрузивы достаточно глубоко эродированы и в удалении от контактов не содержат сколько-нибудь заметного количества ксенолитов (р. Средняя Воровская). Для ряда массивов наличие вблизи пологих контактов (на расстоянии до 2—3 км от них) куполов, пегматитов, жил-апофиз гранитов позволяет предполагать, что площадь плутонов с глубиной увеличивается.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ФОРМАЦИИ

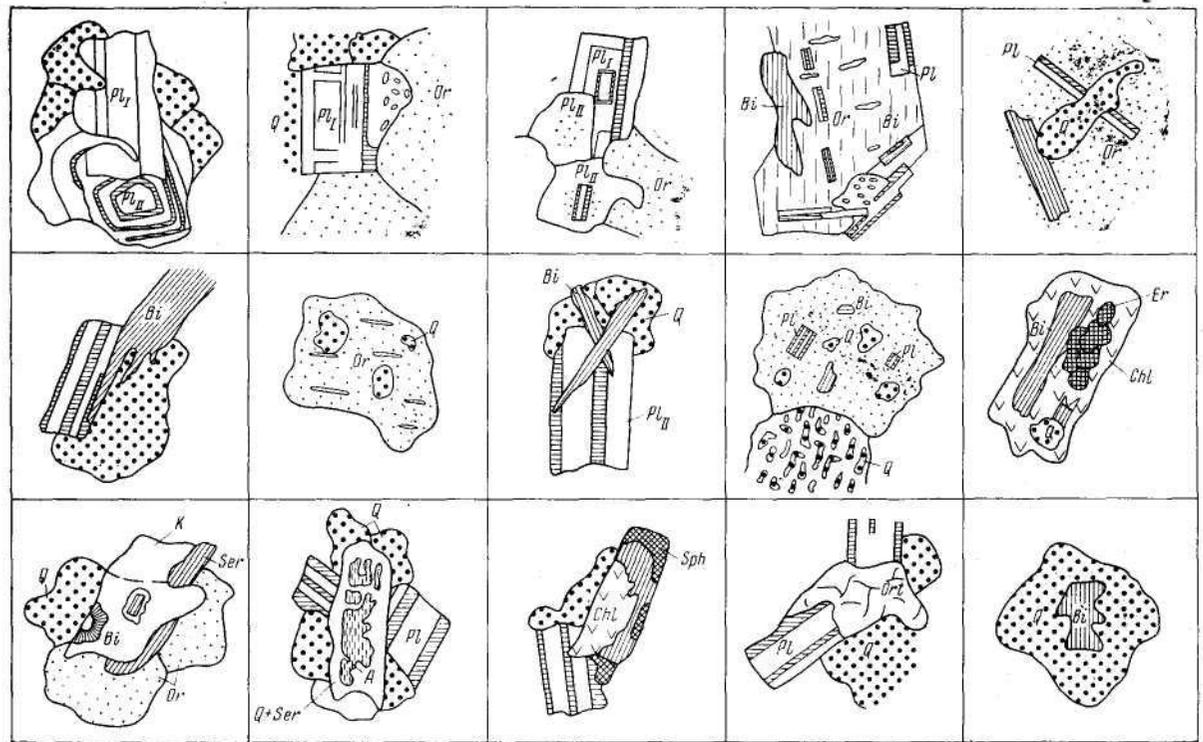
Среди пород формации наиболее распространены биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты, причем последние наиболее характерны для массивов, дифференцированных в интрузивной камере. В резко подчиненном количестве отмечаются амфиболовые габбро и габбро-диориты. Все перечисленные разности пород входят в состав двухфазовых и сложнофациальных массивов обоих типов, а также слагают отдельные интрузивные тела. В массивах, дифференцированных в камере, переход от более основных к более кислым разностям пород постепенный в отличие от двухфазовых интрузий.

Постепенно меняются и структуры пород. Так, при переходе от эндоконтактных фаций кварцевых диоритов к гранодиоритам



Фиг. 3. Структурные взаимоотношения минералов в породах первой фазы верхнемеловой — палеогеновой гранитоидной формации (в массивах, диффундированных по фазам внедрения)

Pl — плагиоклаз, *Px* — моноклинный пироксен, *Amf* — роговая обманка, *Amfk* — амфибол куммунгтонитового ряда, *Bi* — биотит, *Q* — кварц, *Or* — ортоклаз, *Mt* — рудный минерал, *Sph* — сфен, *Zr* — циркон, *Ep* — эпидот, *Ap* — апатит



Фиг. 4. Структурные взаимоотношения минералов в породах второй фазы верхнемеловой — палеогеновой гранитоидной формации
Pl — плагиоклаз, *Or* — калишпат, *Q* — кварц, *Bi* — биотит, *Chl* — хлорит, *A* — андалузит, *K* — кордиерит, *Ser* — серицит, *Sph* — сфен, *Ort* — ортит, *Ep* — эпидот

Таблица 2

Количественно-минералогические составы главных типов магматических пород формации габбро-плагиогранитов (в %)

Породы	Плагиоклаз	Роговая обманка	Кварц	Ортоклаз	Биотит	Мусковит
Первый тип массивов: дифференцированные по фазам внедрения						
Роговообманковое габбро	50—55	35—40	1—3	0—1	3—5	2
Биотит-роговообманковый кварцевый диорит	55—65	15—25	10—15	0—5	5—10	—
Биотитовый гранодиорит	45—50	—	15—30	5—15	5—15	0—2
Плагиогранит	50—60	—	15—25	0—10	5—20	—
Двуслюдяной гранит	30—35	—	30—35	25—30	0—5	5—10
Второй тип массивов: дифференцированные в интрузивной камере						
Биотит-роговообманковый кварцевый диорит	45—60	15—20	5—10	0—5	5—15	—
Биотитовый гранодиорит	45—50	0—1	15—20	15—20	10—15	—
Двуслюдяной гранит	25—30	—	30—35	25—30	0—5	5—10

центральных частей массивов увеличивается степень идиоморфизма темноцветных по отношению к лейкократовым составляющим. При переходе от биотитовых гранодиоритов к лейкократовым и двуслюдяным гранитам резко уменьшается содержание темноцветных, а гипидиоморфнозернистая структура сменяется аллотриоморфнозернистой, изменяется и минеральный состав пород. Для наиболее распространенных пород формации — биотитовых гранодиоритов — характерно почти полное отсутствие роговой обманки (особенно для массивов, дифференцированных по фазам; в массивах же, дифференцированных в интрузивной камере, роговая обманка в гранодиоритах встречается в резко подчиненных количествах по сравнению с биотитом). Лейкократовые биотитовые и двуслюдяные граниты входят в состав самих интрузивных тел или образуют самостоятельные купола, жилы и дайки. Последние особенно широко развиты в связи с плутонами второй интрузивной фазы, где приурочены к зонам пологого эндоконтакта и, реже, к апикальным частям. Количественный минеральный состав главных типов пород отражен в табл. 2.

Изучение состава, свойств и парагенетических ассоциаций главных породообразующих минералов было проведено на примере массивов бассейна р. Кагнисин и бассейна р. Правой Воровской, представляющих оба выделенных типа массивов формации. На прилагаемых рисунках (фиг. 3, 4) показаны структурные взаимоотношения минералов в породах рассматриваемой формации.

Плагиоклаз в породах формации является главнейшим минералом, причем его содержание по отдельным разностям пород неодинаково (см. табл. 2). Величина кристаллов плагиоклаза колеблется от 0,1—0,2 до 2,0—3,0 мм и даже до 4 мм. Отличающиеся по величине кристаллы не всегда отвечают возрастным генерациям. По форме выделения плагиоклазы представляют собой широкие, реже удлиненные таблички. Наиболее обычны альбитовый, карлсбадский и альбит-карлсбадский законы двойникования. Степень упорядоченности (определенная по методу А. С. Марфунина, 1962) колеблется в пределах от 0,6 до 1,0, причем наиболее характерны значения 0,75—0,80. Состав плагиоклаза в породах формации изменяется в пределах от № 21—25 в биотитовых гранитах второй фазы до № 46—50 в габбро первой фазы, причем в породах одинаковой основности плагиоклаз является более основным в массивах

второго типа (дифференцированных в камере). Всего удалось выявить три генерации плагиоклаза, каждая из которых соответствует определенному этапу кристаллизации расплава.

Плагиоклаз первой генерации (андезин № 46—50) широко распространен в габбро, присутствует в ядрах кристаллов в габбро-диоритах и кварцевых диоритах, а также изредка отмечается в ядрах зональных кристаллов в породах второй фазы. Плагиоклаз второй генерации (андезин № 36—40) наиболее широко развит в габбро-диоритах и кварцевых диоритах. В габбро он чаще всего встречается в периферических зонах, а в гранодиоритах второй фазы отмечен в ядрах кристаллов. Плагиоклаз третьей генерации (олигоклаз-андезин) встречен в породах второй фазы. Для однофазовых массивов, дифференцированных в камере, характерны две последние генерации плагиоклаза, соответственно несколько более основные по составу. В зонах эндоконтактов плагиоклазы располагаются длинной стороной параллельно линии контакта. Здесь обычны волнистое угасание зерен и изогнутые двойники.

Калиевый полевой шпат наиболее характерен для пород второй интрузивной фазы формации габбро-плагиогранитов, а также для пород, слагающих сложнофациальные тела (сформированные при одноактном внедрении — массивы второго типа). В породах первой фазы он встречен в отдельных наиболее кислых разностях, где его количество не превышает 2—3% общего объема породы (см. табл. 2). Калишпат встречается в виде ксеноморфных кристаллов размерами от 0,3—0,5 до 1—1,5 мм, реже до 3 мм, цементируя ранее выделившиеся минералы. В гранитах часто встречается графическое срастание зерен калишпата и кварца. Широко развиты крипто- и микропертиты в виде тонких субпараллельных полосок и волокон, чаще всего по (010).

В биотитовых гранитах второй фазы существуют две различные генерации калиевого полевого шпата. Калишпат первой генерации образуется в интерстициях (см. фиг. 3, 4). Для него характерно наличие тонких и грубых пертитов. Он кристаллизуется раньше или одновременно с кварцем. Калишпат второй генерации имеет резко ксеноморфные очертания и коррозионные границы с ранее образовавшимися минералами. Он часто содержит уже измененные вторичными процессами минералы (биотит, плагиоклаз и др.). Для минерала этой генерации характерно почти полное отсутствие пертитов и образование позже или одновременно с кварцем (содержит кварц). Калишпат второй генерации образуется, по-видимому, в стадию высокотемпературного автотасоматоза.

Проведенные массовые замеры $2V$ показали, что во всех породах формации большинство кристаллов калиевого полевого шпата имеет угол оптических осей, значения которого изменяются в пределах $—2V = 51,5—60,5^\circ$. В кварцевых диоритах первой фазы значения $—2V$ изменяются у большинства зерен от $51,5$ до $54,5^\circ$, а в биотитовых гранодиоритах из массива р. Воровской и второй фазы массива Кагнисин — от $57,5$ до $60,5^\circ$.

В этих же породах присутствуют и калиевые полевые шпаты со значениями $—2V$, которые колеблются от $63,5$ до $72,5^\circ$. Особенно характерны такие калишпаты для биотитовых гранодиоритов и гранитов.

Разности калишпата из биотитовых гранодиоритов, имеющие $—2V = 57,5—60,5^\circ$, относятся к первой генерации — позднемагматической, а имеющие $—2V = 69,5—72,5^\circ$ — ко второй генерации — постмагматической.

Угол оптических осей в центральных частях кристаллов выше, чем в периферических частях, на $8—12^\circ$.

По оптическим свойствам калиевый полевой шпат формации габбро-плагиогранитов относится к типу высокий ортоклаз — криптопертит

(по А. С. Марфунину), причем здесь можно выделить два подтипа со значениями $-2V$ в интервале $51,5—54,5^\circ$ и $57,5—60,5^\circ$. Исключение составляет калишпат второй генерации биотитовых гранитов, который относится к промежуточному ортоклаз-микрпертиту. Анализируя составы ортоклазов из различных образований формации, можно заметить, что при переходе от начальных к конечным членам дифференциации эволюция калишпатов идет в сторону увеличения их натровости. В целом калиевый полевой шпат формации слабо затронут вторичными процессами изменения. Несколько интенсивнее пелитизирован он в гранодиоритах и гранитах массива р. Средней Воровской.

В магматическую стадию минерал начинает кристаллизоваться с момента выделения плагиоклаза, содержащего 25% анортита. Большая часть его кристаллизуется позже с плагиоклазом № 22—23. На заключительных этапах он часто образует графические сростания с кварцем.

Кварц также один из распространенных минералов. Характерно, что он присутствует во всех разностях пород независимо от их основности (см. табл. 2). Чаще всего этот минерал встречается в виде неправильной формы зерен различных размеров и корродирует ранее выделившиеся минералы (см. фиг. 3, 4). Интересно отметить, что в биотитовых гранодиоритах он в виде сплавленных зерен содержится в калишпатах, но в отдельных случаях выделяется позже последних и корродирует их (см. фиг. 4). Для кварца характерно волнистое угасание и образование мелкоагрегированных агрегатов зерен.

Темноцветные минералы. Среди темноцветных минералов в породах формации габбро-плагиогранитов преимущественно развиты амфиболы и биотиты. Пироксен (авгит) также отмечается в некоторых наиболее основных разностях, но обычно встречается в виде редких реликтов в центральных частях зерен роговой обманки. Роговая обманка — один из главных породообразующих минералов в габброидах и диоритах. Биотит наиболее характерен для гранодиоритов, среди которых широко развиты существенно биотитовые разности.

Амфиболы. Среди амфиболов установлено два типа: обыкновенная роговая обманка и куммингтонит.

Обыкновенная роговая обманка — один из самых распространенных минералов, количество которого достигает 35—40% в габбро и несколько понижается, до 10—18%, в кварцевых диоритах. В гранодиоритах второй фазы массивов, дифференцированных по фазам, роговые обманки отсутствуют вообще. В массивах, дифференцированных в интрузивной камере, амфиболы присутствуют во всех разностях пород, но количество их резко уменьшается в центральных частях плутонов.

Размеры зерен роговой обманки колеблются в широких пределах, в габбро — от 0,5 до 1 мм, в габбро-диоритах — от 0,3—0,5 мм. Окраска буро-зеленая. Плеохроизм резкий. Кристаллизация этого минерала начинается после образования небольшого количества пироксена. Некоторое количество роговой обманки выделяется до кристаллизации основных плагиоклазов, так как ее отдельные резорбированные зерна включены в центральные части табличек Лабрадора № 46—50. Максимальное количество минерала образуется одновременно с кристаллизацией плагиоклаза № 30—33.

Массовые измерения значений углов оптических осей (150 замеров) дали следующие результаты. В более основных разностях пород габбро и габбро-диоритах значение $-2V$ роговых обманок изменяется от 74 до 87° , но максимальное количество кристаллов имеет $-2V=83—85^\circ$. Кварцевые диориты и гранодиориты содержат роговую обманку, у которой угол $-2V$ изменяется от 75 до 86° , но до 60% общего числа замеров имеют значения $80—81^\circ$. В зональных кристаллах значения угла оптических осей уменьшаются в направлении от периферии к центру.

Характерной особенностью роговых обманок формации является также уменьшение значений показателя преломления при переходе от начальных к конечным членам ряда магматических пород (от $N_g = 1,683 \pm 0,003$ в габбро до $N_g = 1,665 \pm 0,003$ в кварцевых диоритах), что связано с уменьшением железистости минерала.

Амфибол куммингтонитового ряда отмечается значительно реже. В амфиболовых габбро массива р. Кагнисин он встречается в количестве до 10%, где образует неправильной формы зерна размером до 1 мм, которые кристаллизуются в виде бесцветных или слабо-зеленоватых агрегатов вокруг кристаллов обыкновенной роговой обманки. Минерал оптически положительный, $c:N_g = 18-21^\circ$. Плеохроизм очень слабый в бледно-зеленых, иногда слегка розоватых тонах. Значения угла оптических осей куммингтонита колеблются в пределах $75-85^\circ$; причем, по-видимому, существует две его генерации. К первой относятся кристаллы, имеющие $-2V = 75-77^\circ$, а ко второй — кристаллы, имеющие $-2V = 82-83^\circ$. В зональных кристаллах ядра имеют $-2V = 78-80^\circ$, а в периферии — $82-86^\circ$. Показатель преломления колеблется в незначительных пределах — от $N_g = 1,661 \pm 0,003$ до $N_g = 1,670 \pm 0,003$.

Биотит встречается во всех разностях пород. В габбро и габбро-диоритах его содержание колеблется от 3 до 10%. несколько увеличивается в кварцевых диоритах (от 10 до 15%). В породах массивов, дифференцированных в камерах, он распределен равномерно, несколько увеличиваясь по количеству в центральных частях тел. В гранодиоритах второй фазы массивов, сформированных в течение двух фаз внедрения, биотит единственный темноцветный минерал. Он образует коричнево-бурые пластинки от 0,1 до 1—2 мм в поперечнике. Это один из самых поздних минералов; в габбро он корродирует плагиоклаз и замещает роговую обманку, но отчетливо идиоморфен по отношению к кварцу. В биотитовых гранодиоритах он образуется в основном вместе с плагиоклазом № 24—25 или несколько позже него, и часто его пластинки содержатся в более позднем калишпате. В более глубоких участках массивов биотитовых гранодиоритов количество биотита увеличивается. В то же время при переходе от крутого контакта интрузивного тела к пологому увеличивается степень хлоритизации минерала и уменьшается его количество (вторая фаза массива р. Кагнисин).

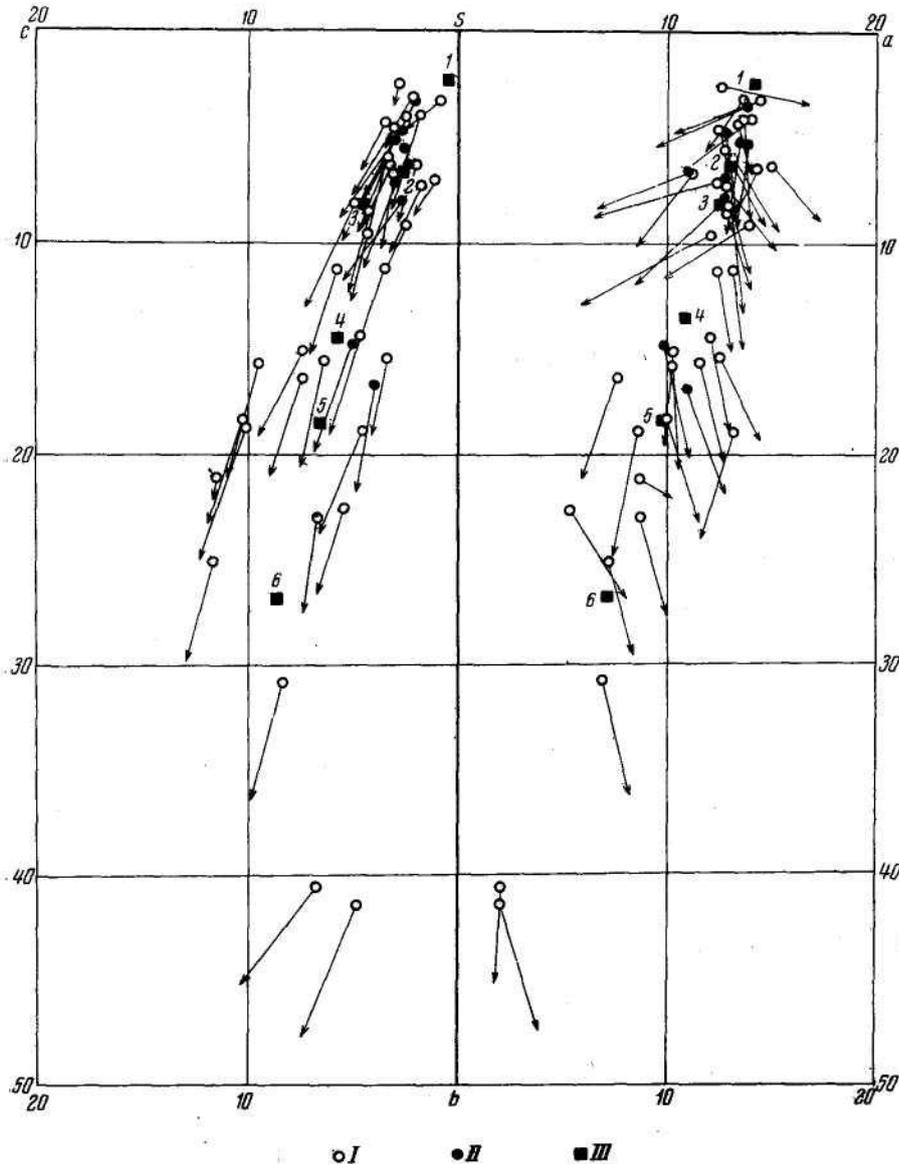
Акцессорные минералы. Среди акцессорных минералов, обнаруженных в шлифах и протолочных пробах, наиболее характерны гранат, рутил, турмалин. Кроме того, отмечаются апатит, циркон, флюорит, сфен, магнетит, ильменит, андалузит, кордиерит, ортит. Очень редко встречается касситерит (см. фиг. 3, 4). Все указанные минералы присутствуют в весьма незначительных количествах.

Заканчивая краткий минералого-петрографический обзор габбро-плагиогранитовой формации, следует подчеркнуть некоторые особенности минерального состава пород, которые могут явиться достаточно надежным коррелятивным признаком. К ним относятся: 1) лейкократовый характер пород и повышенное содержание в них плагиоклаза; 2) присутствие кварца в основных разностях пород и практически полное отсутствие в них калиевого полевого шпата; 3) высокая степень упрямочности плагиоклазов; 4) калиевые полевые шпаты — высокие и промежуточные ортоклазы — микропертиты; 5) высокое содержание альбитовой составляющей в калиевых полевых шпатах и эволюция их в сторону увеличения содержания натрия; 6) присутствие биотита как наиболее характерного темноцветного минерала во всех разностях пород и наличие его как единственного темноцветного¹ минерала в большинстве пород второй фазы массивов первого типа; 7) присутствие среди амфиболов такого характерного минерального вида, как куммингтонит; 8) проявление в апикальных и некоторых эндоконтактовых

фациях массивов мусковита и наличие двуслюдяных разностей пород;
 9) наличие среди аксессуарных минералов такого высокоглиноземистого минерала, как гранат, и таких редких минералов, как касситерит и рутил;
 10) ориентированные текстуры пород, прототектоническое дробление и ориентировка плагиоклазов и Кварца.

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИИ ФОРМАЦИИ ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВ

Имеющиеся в нашем распоряжении химические анализы были пересчитаны по методу А. Н. Заварицкого и нанесены на диаграмму (фиг. 5).



Фиг. 5. Диаграмма химических составов пород формации габбро-плагиогранитов верхнемелового — палеогенового возраста (по методу А. Н. Заварицкого)

I — массивы, дифференцированные по фазам внедрения; II — массивы, дифференцированные в интрузивных камерах; III — средние типы пород до Дэли; 1 — аляскит, 2 — послекембрийский гранит, 3 — гранодиорит, 4 — кварцевый диорит, 5 — кварцевое габбро, 6 — габбро

Здесь же помещены и анализы средних типов пород по Дэли. Все изученные плутонические образования формации габбро-плагиогранитов относятся к известково-щелочному ряду. Согласно классификации А. Н. Заварицкого, они объединяются в класс пересыщенных кремнеземом. Характерная особенность этих образований — наличие разностей пород, пересыщенных алюминием. Габбро и габбро-диориты по составу близки к соответствующим средним типам и относятся к группе бедных щелочами. Средние и особенно кислые разности пород объединяются в группу умеренно богатых и богатых щелочами (в основном Na_2O). Существенно отличаются от средних типов биотитовые граниты, которые по составу вообще близки щелочно-земельным гранитам и отличаются от них повышенной общей щелочностью, а также заниженными значениями полевошпатовой извести и фемической составляющей. Однако все указанные характеристики не достигают значений, определяющих щелочные граниты, хотя и приближаются к ним. Таким образом, граниты имеют в общем лейкократовый характер. Для разностей, переходных между гранитом и гранодиоритом, типичны резкие колебания значений c' , что в свою очередь отражается на составе биотита как единственного темноцветного минерала.

Некоторые интересные петрохимические особенности устанавливаются при сравнении пород, близких по минеральному составу и кислотности, но располагающихся в различных частях интрузивных тел. Так, граниты, образовавшиеся у пологих контактов, по химическим характеристикам отличаются от тех же пород, сформировавшихся на отдельных участках около крутых контактов. В последних повышены значения c , b , f , m' , n , а это значит, что граниты, развитые у крутого контакта, содержат большее количество полевошпатовой извести; они более меланократовые; в них натрий существенно преобладает над калием. В то же время значение характеристик a , s уменьшается, что говорит о меньшей общей щелочности пород, а также о повышении их основности. Одновременно количество извести, входящей в темноцветные, увеличивается, появляется избыток алюминия, характеристика a' резко возрастает. Таким образом, в процессе кристаллизации расплавов наблюдается увеличение общей щелочности пород в зонах пологого контакта. В то же время в глубоко эродированных частях массивов отмечается увеличение характеристик c и b , т. е. имеет место накопление полевошпатовой извести и фемических компонентов, а щелочность пород уменьшается. Эти закономерности отражаются и на минеральном составе пород. С увеличением глубины эрозионного среза в породах уменьшается количество калиевого полевого шпата и они относительно обогащаются плагиоклазом и биотитом.

ВЫВОДЫ

1. Интрузивные образования рассматриваемой формации синтетектонические. Внедрение их приурочено к ларамийской фазе складчатости.
2. Среди магматических образований преобладают кислые дериваты, преимущественно гранодиориты. Основные разности развиты в резко подчиненных количествах.
3. Среди интрузивных тел выделяются два типа: а) массивы, образованные в течение двух последовательных фаз внедрения, и отдельные тела по составу, отвечающие одной из этих фаз; б) массивы, образованные в результате одноактного внедрения, дифференцированные в камере. Наиболее распространены интрузивные массивы первого типа.
4. Массивы первого типа залегают преимущественно среди метаморфических пород, тогда как массивы второго типа локализируются в верхнемеловых вулканогенно-осадочных толщах, окаймляющих срединный

массив кристаллических пород. Это, как правило, ядерные или межформационные плутоны, залегающие согласно со структурами вмещающих пород.

5. Маломощные контактовые ореолы и низкотемпературные фации роговиков, состав которых не зависит от состава вмещающих пород, указывают на сравнительно небольшой запас энергии расплавов, образующих тела первого типа. В то же время для интрузивных тел второго типа характерны более широкие контактовые ореолы, а среди роговиков иногда отмечаются роговообманковые разности, и в них присутствуют в малых количествах андалузит и кордиерит. Все это позволяет считать, что расплавы, давшие интрузии второго типа, обладали большими энергетическими запасами по сравнению с расплавами, образовавшими массивы первого типа.

6. Магматические расплавы, за счет которых сформировались массивы двух типов, имели гибридный характер. На это указывают, петрохимические особенности пород, их высокоглиноземистый состав, преобладание натрия над калием во всех разностях пород, кроме самых кислых, общая лейкократовость пород и т. д. и специфические особенности эволюции отдельных минеральных фаз (уменьшение железистости роговых обманок, увеличение содержания натрия в калиевых полевых шпатах в более поздних дифференциатах и т. д.). Особенно значительна роль глубинного гибридизма для пород первой фазы массивов, дифференцированных по фазам внедрения, о чем свидетельствуют не только перечисленные выше признаки, но и обильные шлиры, теневые ксенолиты и обычные для них такситовые текстуры. Значение явлений ассимиляции в интрузивных камерах, напротив, невелико, хотя для массивов второго типа она выше, чем для массивов первого типа.