

Академия Наук СССР

**ПЕТРОГРАФИЯ
УРАЛА**

I

Издательство Академии Наук СССР

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ имени Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

552 (с)
П 30

ПЕТРОГРАФИЯ СССР

ПОД РЕДАКЦИЕЙ акад. Ф. Ю. ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГА

Серия I • РЕГИОНАЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЯ • Выпуск 7

ПЕТРОГРАФИЯ УРАЛА

ЧАСТЬ I

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
МОСКВА • 1937 • ЛЕНИНГРАД



18

Ответственный редактор
директор Петрографического института акад. *Ф. Ю. Левинсон-Лессинг*

Редактор издания А. Н. Заварицкий

Технический редактор Р. И. Сквирская. — Ученый корректор Н. П. Лебедева

Сдано в набор 10 января 1937 г. — Подписано к печати 29 июля 1937 г.

140 стр. (53 фиг.)

Формат бум. 72 × 110 см.—8³/₄ печ. л.—50.255 тип. зн. в п. л.—10.99 уч.-авт. л.—Тираж 2000
Ленгорлит № 3876. — АНИ № 1504. — Заказ № 113

Типография Академия Наук СССР. Ленинград, В. О., 9 линия, 12

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
<i>Предисловие</i>	6
<u>А. Н. Заварицкий.</u> Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы	7
Геологический очерк	—
Описание горных пород	11
I. Ультраосновные бесполовошпатовые породы	—
1. Саксониты типа массива Рай-Из (11). 2. Дуниты (13). 3. Змеевики (16). 4. Магнезит-энстатитовая порода (сагвандит) (17). 5. Хлоритово-амфибо- ловые породы (20). 6. Пироксеново-хлоритовая порода (21). 7. Пирок- сено-гранатовая порода. (21). 8. Пироксениты, верлиты и лерцолиты (21).	
II. Жильные, залегающие среди перидотитов породы По- лярного Урала	24
1. Жильные пироксениты и горнблендиты (24). 2. Роговообманковые габбро-пегматиты (25). 3. Жильные габбро (26). 4. Альбитит (26). 5. Оли- гоклазит (27). 6. Роговообманковый диабаз (27). Общее замечание о жильных породах массива Рай-Из (29).	
III. Группа габбро-амфиболитов и габбро и кислые глубин- ные породы	31
1. Анортитовое габбро или тылаит восточной части Черной горы (Рай- Из) (31). 2. Габбро-амфиболит типа Конгора (32). 3. Габбро-амфиболиты типа Круглой горы (Рай-Из) (33). 4. Габбро-амфиболит с пойкилитовой текстурой (34). 5. Мелкозернистые сланцеватые габбро-амфиболиты (34). 6. Меланократовый габбро-амфиболит с криптовой структурой (35). Некоторые особые текстурные разновидности габбро-амфиболитов мас- сива Рай-Из (36). Химический состав габбро-амфиболитов и габбро мас- сива Рай-Из (36). Общее замечание о породах группы габбро-амфиболи- тов массива Рай-Из (36). 7. Анортозит горы Няравет-Кеу (37). 8. Плагги- аплиты (38). 9. Биотитово-роговообманковый кварцевый диорит (38). 10. Диоритовые катаклазиты и милониты (39). 11. Гранодиорит и грано- диоритовый аплит Обской тундры (40). 12. Кварцевые габбро из Обской тундры (40). 13. Гранитовые катаклазиты (41). 14. Меланократовые жиль- ные породы Обской тундры (41).	
IV. Эффузивные изверженные породы Полярного Урала	42
V. Кристаллические сланцы	43

	Стр.
VI. Породы, встреченные между массивом Рай-Из и горой Герд-Из, и амфиболиты Обдорских гор	45
1. Альбитовые амфиболиты (45). 2. Гранатовый мезогнейс с перевала рр. Ханема (Ханмея) и Харава (47). 3. Хлоритово-роговообманковые альбитовые гнейсы (48). 4. Мусковитово-альбитовый гнейс (49). 5. Двуслюдяной альбитовый гнейс (50). 6. Аплитовидные гнейсы (50). 7. Эгиринсодержащий биотитовый гранито-гнейс (51). 8. Кварцитовый гнейс с р. Ханема (Ханмея) (51).	
VII. Метаморфические сланцы ближайших окрестностей массива Рай-Из	52
1. Эпидот-хлоритово-альбитовые сланцы, встреченные к западу от массива Рай-Из (52). 2. Порфиroidные катакlastические гнейсы (52). 3. Зеленые сланцы, развитые вдоль северной окраины массива Рай-Из (52). Общее замечание о кристаллических и метаморфических сланцах окрестностей массива Рай-Из (53).	
VIII. Осадочные породы	53
Типы пород осадочной толщи в окрестностях массива Рай-Из (54).	
Литература	54
Г. А. Падалка. Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала	55
Введение	—
Геологический очерк	—
Описание горных пород	62
I. Ультраосновные породы больших интрузий	—
1. Дуниты (62). 2. Оливиниты (68). 3. Перидотиты (69). 4. Пироксениты (70). 5. Горнблендиты (74).	
II. Основные породы больших интрузий	75
1. Троктолиты (76). 2. Тылаиты (77). 3. Оливиновые габбро (78). 4. Нормальные габбро (79). 5. Нориты и габбро-нориты (80). 6. Роговообманковые габбро (82). 7. Биотитовые габбро (83). 8. Сюссюритовые габбро (84). 9. Габбро-диориты (85).	
III. Средние породы больших интрузий	87
1. Кварцевые габбро-диориты (88). 2. Диориты (89). 3. Кварцевые диориты (89). 4. Сиенито-диориты (91).	
IV. Кислые породы больших интрузий	91
1. Гранодиориты (91). 2. Адамеллиты (92). 3. Плаггиограниты (92). 4. Граниты (лейкократовые) (93).	
V. Меланократовые жильные породы, связанные с большими интрузиями	95
1. Нормальные дуниты (95). 2. Сидеронитовые дуниты (96). 3. Верлиты (96). 4. Роговообманковые перидотиты (97). 5. Пироксениты (диаллагиты) (98). 6. Казакскиты (98). 7. Гареваниты (98). 8. Исситы (100).	

	Стр.
9. Павдиты (100). 10. Беербахиты (101). 11. Спессартиты (104). 12. Габбро-порфиры (104). 13. Оливиновые лампрофиры (105). 14. Авгитовые лампрофиры (106). 15. Диабазовые порфиры (106). 16. Диабазы (107). 17. Микродиориты (107). 18. Диорит-порфиры (107).	
VI. Мезократовые жильные породы, связанные с большими интрузиями	110
1. Кварцевые микродиориты и кварцевые диорит-порфиры (110). 2. Гладкаиты (110). 3. Роговообманковые пегматиты (111). 4. Кварцевые диориты (113). 5. Банатиты (114). 6. Микрограниты (115).	
VII. Лейкократовые жильные породы	115
1. Плагноклазиты (115). 2. Плагиаплиты (116). 3. Аплиты (117). 4. Сие-нит-аплиты (117). 5. Пегматитовые граниты (117). 6. Пегматиты (119).	
VIII. Массивные породы малых интрузий	119
1. Змеевики (119). 2. Серпентинизированные перидотиты (122). 3. Гарцбургиты (122). 4. Серпентинизированные пироксениты (123). 5. Измененные габбро (125). 6. Измененные диабазы (126).	
IX. Жильные породы малых интрузий	127
1. Пироксениты и породы, образованные из них вследствие метаморфизма (127). 2. Габбро, диабазы и породы, образованные из них вследствие метаморфизма (131). 3. Хлоритово-везувианово-гранатовые породы (132).	
X. Вмещающие породы	135
1. Западная сторона (135). 2. Восточная сторона (136).	
Литература	140

ПРЕДИСЛОВИЕ

Петрография Урала охватывает столь обширный и разнообразный материал, что представляется более удобным изложить ее в нескольких отдельных выпусках, объединяя описываемые горные породы в некоторые естественные группы. Настоящий первый выпуск содержит описание двух таких групп: во-первых, ультраосновных пород Полярного Урала, а также пород, их окружающих, и, во-вторых, пород платиноносного габбро-перидотитового комплекса, получившего мировую известность. Главной целью описания, представляющего по существу сводку результатов опубликованных ранее работ, являются возможно четкие и краткие характеристики горных пород. Так как сводный очерк геологии Урала предполагается дать в особом издании „Геология Союза“, то в предполагаемой серии очерков сведения по геологии даны возможно более кратко — в виде вводных глав, необходимых для пояснения взаимных отношений описываемых горных пород.

А. Заварицкий.

А. Н. ЗАВАРИЦКИЙ

ПЕРИДОТИТОВЫЕ МАССИВЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА И ОКРУЖАЮЩИЕ ИХ ПОРОДЫ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Одной из наиболее замечательных особенностей геологии Полярного Урала являются его перидотитовые массивы, прослеживающиеся в общем в северо-восточном направлении между параллелями $65^{\circ}30'$ и 67° с. ш.

Северный массив Рай-Из, изученный более подробно, занимает площадь около 280 кв. км. Южнее, начиная от массива Пай-Ер, идет тянущаяся на юго-запад зона перидотитов, которая, повидимому, является непрерывной на протяжении более 150 км. Может быть, более детальные исследования позволили бы расчленить ее на отдельные массивы, но с геологической точки зрения все перидотитовые массивы Полярного Урала представляют одно целое. Так же, как и в более южных областях Урала, перидотиты здесь составляют часть единого петрографического комплекса, в состав которого кроме них входят породы габбровой группы или происшедшие из них амфиболиты и в меньшем количестве пироксениты. При первом же взгляде на расположение горных пород рассматриваемой части Полярного Урала нельзя не заметить аналогии с тем, что мы имеем южнее в пределах Северного и Среднего Урала: перидотитовые массы располагаются в западной части зоны изверженных пород, образующих упомянутый петрографический комплекс; с запада к ним или непосредственно, или отделяясь только узкой полосой пород габбровой группы, прилегает зона метаморфических пород типа кристаллических сланцев; с востока или точнее юго-востока перидотитовые массивы сопровождаются довольно широкой полосой габбро-амфиболитов, однако, повидимому, не достигающей тех относительных размеров, как это мы имеем в более южных частях Урала. Эти габбро и габбро-амфиболиты, переходящие местами в более кислые породы, сменяются далее к востоку зоной вулканогенных более или менее измененных зеленокаменных пород, которые кое-где обнаружены по окраинам габбро-амфиболитов, но по большей части прикрыты новейшими образованиями на площади тундры, расстилающейся между Уралом и р. Обью. Это расположение вулканогенных пород к востоку от зоны пород габбро-

перидотитового комплекса также является общей чертой в геологии Полярного Урала и его более южных частей в пределах платиноносных районов этой области.

Однако уже беглого взгляда на геологическую карту достаточно, чтобы обратить внимание и на существенное различие этих двух частей Уральского хребта: относительное развитие перидотитовых пород — с одной стороны, и габбро и других полевошпатовых пород — с другой, здесь существенно различно. Тогда как в платиноносных районах Урала перидотиты выступают среди зоны габбровых пород лишь в виде сравнительно небольших массивов, окруженных поясом пироксенитов, в Полярном Урале колоссальные массы перидотитов не уступают, а может быть даже превосходят своей величиной массы прилегающих к ним габбровых пород.

В этом отношении массивы Полярного Урала напоминают скорее известный в Южном Урале перидотитово-змеевиковый массив Крака в районе Кагинского завода.

Форма залегания перидотитов в Полярном Урале более или менее выяснена для северного из массивов — массива Рай-Из. Относительно массива Пай-Ер и его южного продолжения сведения очень скудны.

Перидотитовый массив Рай-Из в плане имеет неправильно серповидное очертание. С выпуклой стороны этого серпа к нему примыкают метаморфизованные осадочные породы и кристаллические сланцы, о которых было сказано; с вогнутой стороны — габбро-амфиболиты, которые вблизи массива обнаруживают более или менее ясную полосчатость, переходящую в кристаллизационную слоистость.

Метаморфические породы, охватывающие с наружной выпуклой стороны перидотитовый массив, везде обнаруживают падение в сторону массива, как бы уходя под него. Наоборот, полосчатость и сланцеватость габбро-амфиболитов направлена к югу, и простираение их изменяет свое направление согласно с очертанием массива; таким образом габбро-амфиболиты как бы налегают на перидотитовую массу. Местами между перидотитами и габбро-амфиболитами появляются небольшие массы пироксенитов, а с северной стороны в подстилающих перидотитовый массив сланцах наблюдались небольшие залежи змеевиков, сопровождающие массив.

К востоку от массива Рай-Из уходящие под него кристаллические сланцы куполовидно изогнуты и в другом крыле этой складки, круто погружающейся на юг или юго-запад, между этими сланцами и налегающими на них габбро-амфиболитами; т. е. в том же „стратиграфическом“ положении, в котором находится массив Рай-Из, залегает небольшая масса перидотитов горы Герд-Из, являющаяся таким образом как бы продолжением массива Рай-Из к востоку.

Перидотиты горы Герд-Из простираются почти в Е—W направлении и дальше, и весьма вероятно, что на продолжении их к NE находится гора Няравет-Кеу, сложенная, по Баклунду, главным образом из гарцбургита, к которому присоединяются анортозит и лерцолит. Геологи-

чески отношение этих пород неизвестно (лерцолит найден лишь в обломках). Расстояние от Герд-Из до Няравет-Кеу приблизительно километров 20.

Говоря о залегании пород массива Рай-Из, следует добавить еще, что углы падения сланцев, окружающих массив Рай-Из с внешней стороны, крутые, превышая обыкновенно 45° , а габбро-амфиболиты налегают на перидотиты под еще более крутыми углами и не менее 60° .

По отношению к кристаллическим сланцам перидотитовый массив Рай-Из является, вероятно, позднейшей интрузией, что доказывается в особенности наличием сопровождающих массив залежей змеевиков и местами явлениями контактового метаморфизма. Габбро-амфиболиты, в свою очередь, моложе перидотитов, за это говорят встреченные среди перидотитов жилы габбро, изменение направления полосчатости габбро, согласно очертаниям массива, и, наконец, небольшие ксенолиты перидотитов в габбро-амфиболите.¹

Относительно геологических условий залегания более южного и еще более значительного массива перидотитов мы можем судить главным образом на основании геологической карты, составленной Алешковым, довольно схематичной. Мы можем видеть расположение пород, аналогичное тому, что наблюдаем и в Рай-Из. Огромный массив перидотита, вытянутый в NE направлении, ограничен с восточной стороны пироксенитами и габбро, сменяемыми далее в этом направлении более кислыми породами — „кварцевыми биотитовыми диоритами и кварцево-амфиболовыми габбро“, за которыми кое-где встречены диабазы в порфириты. В южной части массива по р. Харуте и притокам Войкара габбровые породы показаны и с западной стороны перидотитового массива, но главным образом с этой стороны перидотитовый массив ограничен кристаллическими сланцами. Повидимому, среди перидотитов северной части массива Пай-Ер и массива Войкар-Сыннинского встречаются и жилы габбро, хотя Алешков предполагает, что более молодая „дунитовая магма проникала по разломам в габбро, либо зажимая их в виде жилородных (?) тел (клиньев), либо отрывая в форме отторженцев“. Среди габбро и пироксенитов встречаются в свою очередь небольшие массы, вероятно, шпильки оливиновых пород, подобные тем, какие хорошо изучены в более южных массивах Урала.

Внутреннее строение перидотитовых массивов было изучено в массиве Рай-Из вдоль нескольких ущелий, глубоко врезавшихся в тело массива.

Отличительной особенностью структуры этого изверженного тела является его полосчатость. Образующая его порода слагается из участков двойного рода, чередующихся довольно правильными полосами. В общем эта порода состоит главным образом из оливина и подчиненного количества ромбического пироксена, отвечая таким образом в общем саксониту.

¹ Устное сообщение Г. А. Падалки.

Она обладает ясно выраженной полосатой текстурой, выражающейся в следующем: преобладающей является порода саксонитового состава, в которой проходят многочисленные параллельные полосы, лишенные энстатита, обычно измеряемые несколькими сантиметрами в толщину и редко достигающие до метра мощности. В них нередко появляется хромит, и они принимают состав настоящего дунита. Полоски, как правило, параллельны, но изредка попадаются тонкие секущие жилообразные полосы оливиновой породы, проходящие под углом к общей полосчатости, которая в общем простирается параллельно южному контакту с габбро-амфиболитами и круто падает к югу. Главная система трещин отдельности совпадает с этой полосчатостью; кроме нее наблюдается диагональная отдельность.

Ромбический пироксен сохранился в перидотитах массива Рай-Из только в исключительных случаях; обычно он превращен в тальк и тренолит. Озмеевикование очень неравномерно распределено в породе; оно наиболее сильно по окраинам. Змеевики часто образуют сеть мощных и более тонких жил, пересекающих породу.

Полосчатость пород, слагающих массив Рай-Из, простирается в общем согласно с его очертаниями и всюду круто падает на юг. В крайних частях она параллельна с полосчатостью прилегающих габбро-амфиболитов.

Вероятной причиной возникновения этой полосчатости надо считать одностороннее давление, действовавшее во время формирования массива, и связанные с ним движения в кристаллизующейся магме.

Характерной особенностью строения массива Рай-Из являются также жилные породы, пересекающие перидотиты и развитые главным образом в южной его части.

Вдоль южной окраины массива среди перидотитов встречены жилы следующих пород, их пересекающих:

а) Тонкие жилки пироксенита, состоящие из моноклинного пироксена и редко достигающие мощности одного дециметра. В некоторых случаях пироксен превращен в бесцветную под микроскопом роговую обманку, иногда он хлоритизирован.

б) Роговообманковые габбро-пегматиты с крупнозернистой структурой.

с) Альбититы и олигоклазиты.

д) Роговообманковый диабаз.

Все эти жилные породы пересекают породу по трещинам, совпадающим с одной из систем трещин отдельности. В нескольких пунктах среди перидотитов встречены месторождения хромита. Одно из них представляет интересное скопление округлых мелких гнездышек хромита в совершенно свежей оливиновой породе.

Кроме того, среди перидотитов попадаются иногда жилообразные и неправильные тела хлоритовой и хлоритово-тремолитовой породы.

В западной части массива в перидотите наблюдалось удлиненное тело энстатитовой породы, содержащей некоторое количество магнезита и весьма сходной с сагвандитом.

В более южной части массива Пай-Ер и дальше в Войкар-Сыньинском массиве мы имеем, повидимому, то же полосатое строение перидотитового массива, как и в массиве Рай-Из.

„Дуниты в перидотитах образуют жилы, правильные полосатые тела, количество и мощность которых увеличиваются при следовании от верхов к низам массива. Эти полосатые тела-жилы легко отличаются по выветрелой поверхности пород и почти не отличаются в свежих изломах. Дуниты не отделяются физически резкой границей от вмещающих их перидотитов, подобно диопсидитам и вебстеритам в тех же перидотитах, а составляют физически сплошной переход в них“.¹

Это вполне отвечает тому, что мы видели в массиве Рай-Из. Жильные породы также присутствуют и в Войкар-Сыньинском массиве. По крайней мере это справедливо для наиболее распространенного типа таких жил — пироксенитов.

Перидотитовые массивы Полярного Урала в значительной степени подверглись действию ледниковой эксарации, и современные формы рельефа обязаны своим существованием этого рода геологическим агентам; U-образные профили долин, прорезающих платообразные массивы, кары, которыми заканчиваются ущелья, иногда висячие в боковых притоках, моренные отложения в дне долин и у подножия массивов, ледниковые озера — все это представляет характерные черты ландшафта в этом суровом крае.

Массивы почти лишены растительности и являются удобными объектами для геологического изучения, и лишь трудная доступность их является причиной, почему они сравнительно мало изучены.

ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

Все горные породы могут быть разделены на следующие группы: ультраосновные породы самих массивов, породы группы габбро-амфиболитов, тесно с ними связанные, кристаллические сланцы и метаморфизованные осадочные породы.

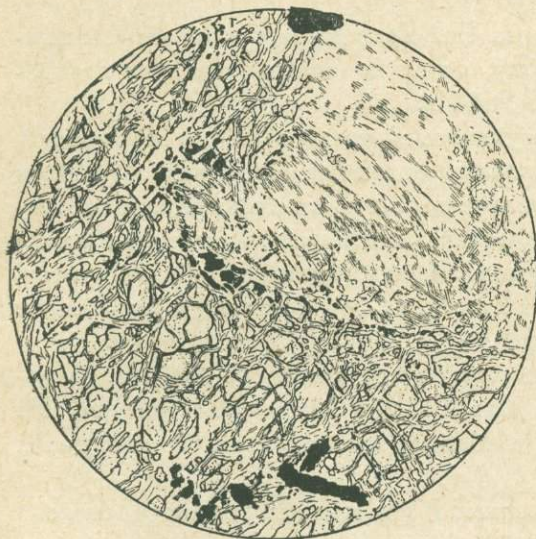
I. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ БЕСПОЛЕВОШПАТОВЫЕ ПОРОДЫ

1. Саксониты типа массива Рай-Из

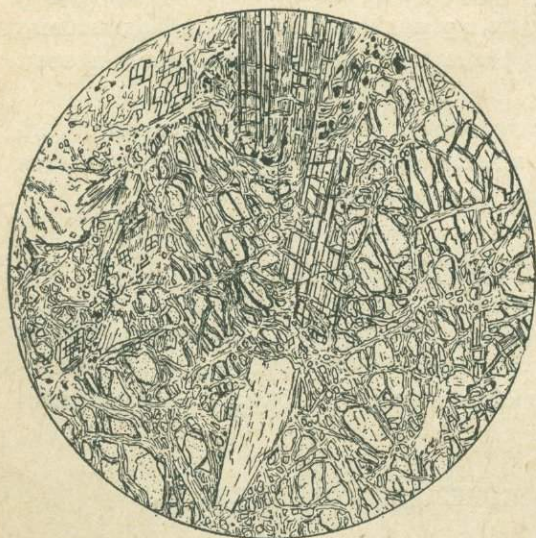
Наиболее распространенная порода рассматриваемой группы в массивах Рай-Из и, повидимому, Пай-Ер состоит из оливина с сравнительно небольшим содержанием энстатита, обыкновенно разложенного и превра-

¹ А. Н. Алешков. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Мат. Комисс. экспед. исслед. Акад. Наук, 1929.

щенного в тальк и тремолит. Порода обладает буро-желтой корой выветривания, свойственной оливиновым породам вообще.



Фиг. 1. Саксонит массива Рай-Из с оталькованным энстатитом (правая верхняя часть рисунка). $\times 10$.



Фиг. 2. Перидотит массива Рай-Из с тремолитом и тальком. Тремолит захвачен серпентинизацией. $\times 30$.

Минералогический состав. Оливин обнаруживает обычные свойства $N_g - N_r = 0.036 - 0.038$; $2V =$ около $+86^\circ$, иногда заметна спайность по (010). Оливин обычно подвергается серпентинизации. Ромбический пироксен, редко сохранный, представлен энстатитом с обычными свойствами $N_g - N_r = 0.011$; $2V = +76$ до $+80^\circ$.

Следует отметить, что очень часто оптические свойства ромбического пироксена в перидотитах массива Рай-Из обнаруживают отклонение от ромбической сингонии, обладая косым погасанием (с малыми углами) по отношению к спайности, и благодаря этому в некоторых зернах заметны как бы следы тонкой двойниковой штриховки. Рудные минералы, магнетит и хромит, присутствуют в ничтожном количестве, частью — магнетит вторичный. Серпентин замещает оливин в обычных формах. Тальк в форме чешуйчатых агрегатов образует псевдоморфозы по энстатиту, иногда плохо сохраняя его форму (фиг. 1). Редко таблички талька идиоморфны по отношению к оливину. Тремолит в саксонитах типа массива Рай-Из является очень

характерной примесью (фиг. 2). Он тесно связан с тальком, иногда подвергается замещению этим минералом. Нередки идиоморфные призмы тре-

молита среди оливина. Баклунд на основании этого считал тремолит в перидотите массива Герд-Из образовавшимся ранее оливином. Едва ли можно все-таки сомневаться в позднейшем метасоматическом развитии амфибола. Он, однако, развивался до серпентинизации и сам подвергался этому процессу. Хлорит встречается в некоторых образцах.

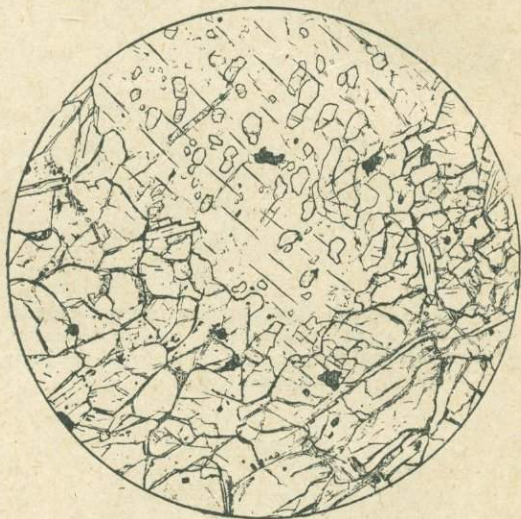
Структура. Характерной особенностью структуры являются несколько более крупные размеры энстатита, чем оливина. Они имеют часто вид порфиробластов, заключая в себе округлые пойкилитовые вросстки оливина (фиг. 3). Энстатит распределен в породе неравномерно. Лишенные его участки, имеющие состав дунита, образуют, как мы уже видели, систему параллельных полосок и изредка секущих жилок. Тремолит, как сказано, встречается в хорошо образованных метасомах. Серпентинизация оливина наблюдается в форме обычной петельчатой текстуры.

2. Дуниты

Мы видели, что в перидотитах массива Рай-Из полосы, лишенные ромбического пироксена, имеют состав дунита. В некоторых случаях такие участки образуют более значительные тела и могут быть описаны как самостоятельные горные породы.

В Войкар-Сыньинском массиве выходы дунитов занимают площади до 40 кв. км. Они залегают здесь не только в перидотитах, но и в габбро, между кристаллическими сланцами и габбро, между габбро и пироксенитами.

Минералогический состав. В состав дунитов как акцессорные составные части входят те же минералы, как и в саксонитах, исчезает ромбический пироксен и заметно увеличивается содержание хромита. Оливин такой же, как в саксонитах. Оптические свойства его постоянные, показатель преломления N_m очень немного ниже 1.7. Обращает внимание в некоторых крупнозернистых дунитах с северной окраины массива Рай-Из несколько необычная для оливина хорошая спайность по (010). Хромит распределен несколько неравномерно, иногда образуя сегрегации. Изредка попадает пикотит. Магнетит редок и обычно в ксеноморфных зернах.



Фиг. 3. Саксонит массива Рай-Из. Главная составная часть — оливин. Вверху зерно (со спайностью) энстатита с пойкилитовыми вростками оливина. В окружающей его зернистой массе оливина кое-где таблочки хлорита. Рудный минерал — хромит. $\times 27$.

Серпентин является распространенным вторичным минералом в большинстве образцов; редко он отсутствует. Тремолит, хлорит и тальк встречаются в некоторых образцах

в небольшом количестве в тех же отношениях к оливину, как и в саксонитах. Характерно нахождение хлорита иногда в совершенно свежей породе (фиг. 4 и 5). Серпентин, как обычно, является распространенным вторичным минералом.

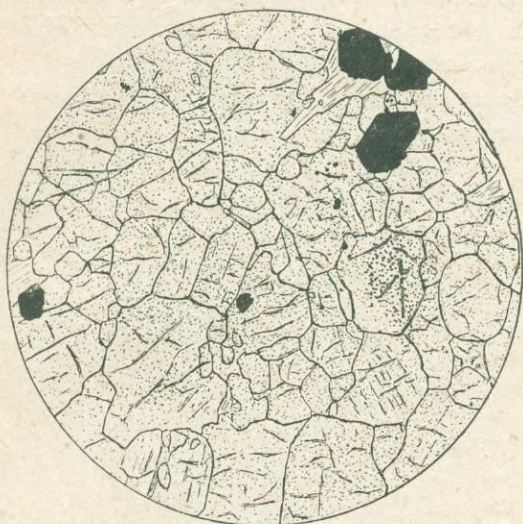
В дунитах с р. Восточной Харуты встречены какой-то медьсодержащий сульфид и самородная медь (Алешков).

Структура дунитов не представляет каких-нибудь особенностей, изредка наблюдалось субпараллельное расположение вытянутых зерен оливина.

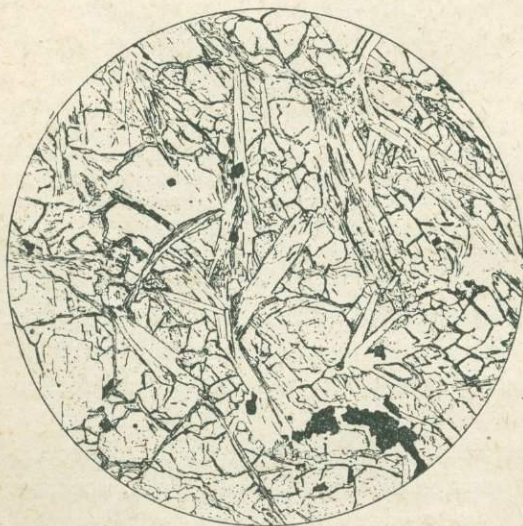
Размеры зерна в более крупнозернистых дунитах достигают до нескольких миллиметров.

Соотношение дунитов и саксонитов. Как было сказано, обе эти породы образуют массив Рай-Из, чередуясь в виде узких перемежающихся полос, причем дуниты играют подчиненную роль. Эта полосчатая структура является очень характерной, но, кроме того, наблюдаются и жилообразные, несогласные с общей полосчатостью дунитовые полосы.

Резкие границы между дунитовыми и саксонитовыми участками отсутствуют, хотя полосчатость имеет очень правильную форму. Несомненно, что весь массив Рай-Из образовался как одно геологическое



Фиг. 4. Дунит из Конгорского ущелья. Порода совершенно не подверглась озмеевикованию. Около кристалла хромита (вверху) — табличка хлорита. $\times 15$.



Фиг. 5. Дунит массива Рай-Из. Слабо озмеевикованная порода, относительно богатая идиобластическими табличками хлорита.

целое, и возникновение полосчатой структуры скорее всего может быть приписано одностороннему боковому давлению, действовавшему на почти

кристаллическую массу оливиновых зерен, содержащую в небольшом количестве остаточный кислый раствор. Можно предположить, что под влиянием бокового давления этот остаточный раствор неравномерно, полосами, распределялся в массе кристаллизующейся породы и при окончательном застывании эта неравномерность привела к образованию полосчатой структуры. Способ ее возникновения не вполне выяснен, но во всяком случае геологические особенности массива исключают предположения о позднейшей инъекции дунитовой магмы. Мы уже указывали, что полосчатость развита и в соседних габбро-амфиболитах.

Таблица 1

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
	Обр. 145	Обр. 95	Обр. 7	Обр. А 73	Обр. А 80	Обр. 94	Обр. 12	Обр. А 57	Обр. В
SiO ₂	38.89	40.80	37.53	33.93	37.89	42.60	39.69	41.65	39.95
Al ₂ O ₃	0.31	0.97	0.52	1.11	0.31	0.49	0.73	2.38	2.41
Cr ₂ O ₃	0.35	0.28	0.24	0.68	0.64	0.29	0.41	0.57	5.05
Fe ₂ O ₃	2.17	0.07	1.81	6.00	3.47	1.61	1.94	1.75	5.95
FeO	6.36	6.35	4.56	3.88	4.31	6.09	5.46	5.76	2.80
MnO	0.14	0.14	0.13	0.12	0.13	0.09	0.12	0.11	0.13
MgO	43.1	49.61	43.36	43.15	42.07	45.60	41.43	41.55	36.10
CaO	сл.	сл.	0.22	—	0.40	0.23	сл.	1.35	1.03
Na ₂ O	0.08	—	нет	—	—	0.06	0.04	—	—
K ₂ O									
H ₂ O ⁺	7.97	1.11	11.35	10.33		2.19	9.34	4.52	10.13
H ₂ O ⁻	0.28	0.15	0.56	0.74		0.22	0.63	0.68	0.57
Cu				0.16					
S				0.16					0.12
	99.71	99.88	100.28	100.26	100.23	99.41	99.79	100.32	99.62

Примечания. I — крупнозернистый, слегка серпентинизированный дунит из северной части массива Рай-Из; II — совершенно свежий дунит из Конгорского ущелья (Рай-Из); III — дунит, порядочно озмеевикованный; IV — дунит, р. Восточная Харуга (Войкар-Сыньинский массив); V — „тремолитовый перидотит“, р. Тумбулова (Войкар-Сыньинский массив); VI — саксонит свежий, Конгорский проход (Рай-Из); VII — саксонит с оталькованным энстатитом, южный склон массива Рай-Из; VIII — лерцолит, проход Хойла, Войкар-Сыньинский массив; IX — гарцбургит Няравет-Кеу (к северу на продолжении массива Герд-Из).

Хромитовые выделения среди перидотитовых пород. Сегрегации хромита встречены в нескольких формах, некоторые из них представляют

шлиры, по внешнему виду очень напоминающие содержащие платину хромитовые месторождения других районов Урала, но в Полярном Урале они, повидимому, лишены платины. Другие являются жилообразными выделениями вторичного хромита среди серпентинизированных перидотитов. Наконец, как уже упомянуто выше, интересное месторождение было встречено в массиве Рай-Из среди совершенно неизмененного перидотита. Хромистый железняк образует сферические тельца 2—3 см в поперечнике, аккумулярованные в небольшое тело. Около хромитовых сфероидов появляются хлорит и магнезит, более обильные в центральной части скопления таких шариков.

Химический состав. В табл. 1 приводятся анализы химического состава перидотитов (и дунитов) Полярного Урала.

В большинстве анализов дунитов имеется небольшой избыток кремнекислоты, по сравнению с составом ортосиликатов; это может быть объяснено процессом серпентинизации. Наименее измененным породам отвечают анализы II и IV; они почти не содержат змеевика. Присутствие глинозема в анализах связано со шпинелевым радикалом в хромите или с примесью хлорита, нередкой в данных породах.

Катакластические явления в перидотитах и дунитах массивов Полярного Урала. Как в массиве Рай-Из, так и в особенности в более южном Войкар-Сыньинском массиве встречаются следы ясного механического давления на перидотитах и дунитах, вызывающего в породе сланцеватость. В некоторых образцах порода подверглась раздроблению и приняла сланцеватое сложение без заметного развития серпентина, но в большинстве случаев по возникающим трещинкам сланцеватости развиваются пластинки антигорита, иногда хлорита, и порода принимает под микроскопом вид кристаллического сланца из оливина и антигорита, к которым могут присоединяться другие минералы, свойственные перидотитам Полярного Урала: тремолит, иногда моноклинный пироксен, руды и др.

3. Змеевики

Озмеевикование вообще широко распространено в перидотитах массива Рай-Из, но среди массива выделяются участки, где порода целиком превращена в змеевик. Здесь встречены змеевики хризотилевые и антигоритовые; последние распространены, повидимому, преимущественно вдоль северной окраины массива Рай-Из.

Минералогический состав. Главный минерал серпентин встречается в формах как хризотила, так и антигорита. Оптические свойства его довольно непостоянны, как это констатировано и в других областях. Рудные минералы — магнетит в сидеронитовых зернах или в виде вторичных скоплений, хромит в неправильных зернах, иногда такой же пикотит. Хлорит является сравнительно довольно распространенным, по оптическим свойствам он может быть отнесен к пеннину. Тремолит

является минералом более редким. В некоторых типах в северной части массива Рай-Из довольно распространен брусит, образовавшийся, повидимому, одновременно с антигоритом. Магнетит в неправильных зернах является нередкой примесью в антигоритовых серпентинах. Как метаморфические минералы в виде отдельных зерен и жилок в змеевиках встречаются гранат и диопсид.

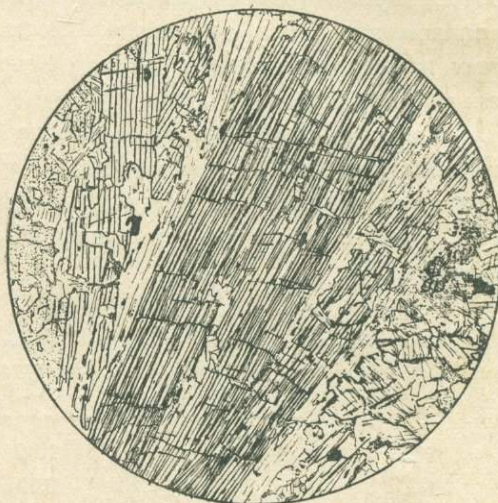
Структура змеевиков довольно разнообразна: кроме массивных серпентинов по северной окраине массива довольно распространены сланцеватые разновидности. Вероятно, столь же разнообразны по структуре и змеевики Войкар-Сыньинского массива. В некоторых из них наблюдались реликты моноклинного пироксена.

4. Магнезит-энстатитовая порода (сагвандит)

В северной Норвегии была найдена и описана Петерсоном и затем Розенбушем, Реушем и в последнее время Бартом своеобразная порода — сагвандит, существенно состоящая из ромбического пироксена (энстатита или бронзита) и карбоната (магнезита), которой приписывают магматическое происхождение. Очень близкая порода была встречена и в перидотитовом массиве Рай-Из, где она залегает среди перидотитов, в форме довольно значительного удлиненного тела, со всех сторон окруженного перидотитом.

Макроскопически — это серая порода с слегка зеленоватым оттенком из крупных призматических кристаллов энстатита, иногда собранных в пучки с лучистым расположением. Между зернами энстатита зернышки магнезита. Порода, как указано, образует небольшое тело среди перидотитов.

Минералогический состав. Главными минералами являются, как сказано, ромбический пироксен, энстатит и магнезит (фиг. 6). Призмы энстатита несколько сплющены по (100). В разрезах, близких $NgNm$, между скрещенными николями заметна тонкая полисинтетическая штриховка, причем ориентировка оптического эллипсоида уклоняется от собственной ромбическому минералу на $2-3^\circ$. Показатели преломления



Фиг. 6. Сагвандит. Крупные кристаллы энстатита (со спайностью); слева с краю магнетит (точки); среди энстатита развиваются таблицы хлорита (менее рельефны, со спайностью); остатки оливина в виде мелких рельефных округлых зернышек среди замещающего его талька видны у правого края рисунка. $\times 9$.



$N_g = 1.673$, $N_p = 1.662$; $2V = +83^\circ$: дисперсия $\rho > \nu$. Магнезит в ксеноморфных зернах без двойникового строения. Как второстепенные минералы в некоторых шлифах встречены идиоморфные призмы тремолита с углом погасания $10-15^\circ$; $2V = -86$ до -88° ; $N_g - N_p =$ около 0.030 ; хлорит почти одноосный, оптически положительный, с показателем преломления $N_p = 1.584$ является несколько более распространенным; тальк наблюдается в виде тонкочешуйчатых скоплений, среди некоторых из них попались зерна оливина.

Структура. Главной характерной чертой является крупнозернистость породы (размер зерен энстатита до $1-2$ см) и иногда лучистое расположение призм пироксена. Пироксен и магнезит являются первичными минералами, хлорит и тальк вторичными, оливин — реликты первоначального состава.

Химический состав. Порода обрабатывалась соляной кислотой концентрации $1:10$. Растворимые и нерастворимые части были анализированы отдельно. В первом столбце табл. 2 дан состав нерастворимой в HCl части, во второй перешедший в раствор, в последнем валовой состав (в %).

Таблица 2

	Нераств. остаток	Вытяжка HCl	Вытяжка Na_2CO_3	Валовой состав
SiO_2	35.08	1.06	2.12	38.26
Al_2O_3	2.09	0.79	нет	2.88
Fe_2O_3	—	0.80	—	0.80
FeO	4.19	1.48	—	5.67
MnO	0.10	—	—	0.10
MgO	21.53	12.57	—	34.10
CaO	0.43	2.20	—	2.63
$Na_2O + K_2O$	0.22	—	—	0.22
CO_2	—	13.34	—	13.34
H_2O^+	—	—	—	2.34
H_2O^-	—	—	—	0.05
	63.64	32.24	2.12	100.39

Рассмотрение анализов приводит к заключению, что разлагаемая соляной кислотой часть породы представляет магнезит (25%) и хлорит (7%). Нерастворимая часть главным образом представляет метасиликат железа и магнезит, в котором $MgO:FeO = 9:1$ до $10:1$, т. е. энстатит.

Сравнение с норвежским сагвандитом. По Барту, норвежский сагвандит состоит из 90% ромбического пироксена, относимого к бронзиту, 9% первичного магнезита и около 1% талька; попадают

пикотит, изредка пироп. В породе массива Рай-Из карбоната несколько больше, и кроме того присутствует незначительное количество хлорита и иногда тремолита. Пироксен норвежского сагвандита немного богаче железом, чем уральский. Структура также сходна. Сагвандит Норвегии — крупнозернистая порода; в центральных частях размеры кристаллов достигают нескольких сантиметров; в краевых частях — порода мелкозернистая. Характерна также призматическая форма кристаллов пироксена.

Несомненно, описанная порода из массива Рай-Из имеет много общего с сагвандитом, хотя встречается в других геологических условиях. Присутствие в уральской породе хлорита и роговой обманки, не наблюдавшихся в норвежском сагвандите, есть результат вторичных процессов. Первичный минералогический состав и текстура очень близки.

Химический и минералогический составы. Барт сравнивает сагвандит из Норвегии с близкими породами из других мест. В табл. 3 приведено сопоставление их химического и минералогического составов (в %). В таблицу включена и порода из массива Рай-Из.

Таблица 3

	Новая Зеландия	Норвегия	Финляндия	Рай-Из
SiO ₂	30.0	49.9	49.2	38.3
Al ₂ O ₃	—	1.8	2.4	2.9
Cr ₂ O ₃	2.3	довольно много	0.24	не опред.
FeO	3.4	8.2	8.3	7.2
MgO	45.5	36.1	33.6	34.1
CO ₂	14.6	5.1	2.0	13.3
Оливин	36	0	0	немного
Пироксен	24	20	82	60
Магнезит	28	9	4	28
FeSiO ₃ в пироксене	5	12	12	9

Происхождение карбонатно-энстатитовой породы массива Рай-Из может быть объяснено действием магматической углекислоты на оливковую породу согласно реакции $Mg_2SiO_4 + CO_2 = MgSiO_3 + MgCO_3$, причем в данном случае источником углекислоты была, вероятно, сама перидотитовая магма. Реакция происходила при высокой температуре, превышающей предел устойчивости серпентина и антофиллита, и при высоком давлении.

Нет оснований в нашем случае предполагать поглощение перидотитовой магмой карбонатных пород, как это делает Барт для объяснения генезиса норвежского сагвандита.

5. Хлоритово-амфиболовые породы

Встречены в виде небольших жилкообразных масс среди перидотитов массива Рай-Из и представляют вторичные образования.

Минералогический состав. Амфибол под микроскопом бесцветный или слегка зеленоватый, по оптическим свойствам относится к ряду актинолит-тремолита. Иногда встречаются зерна роговой обманки с буроватой окраской и с положительным оптическим знаком. Хлорит под микроскопом почти бесцветный с непостоянным углом оптических осей, иногда $2V$ достигает -48° ; $Ng - Np = 0.011$; $Np =$ около 1.592. Полисинтетические двойники с углом погасания $3-4^\circ$. Как примесь попадает магнетит или в кристаллах или в неправильных зернах.

Структура породы типичная кристаллобластическая, детали ее зависят от относительного количества и размеров амфибола и хлорита, вообще очень непостоянных (фиг. 7.) Обыкновенно кристаллы амфибола лучше образованы.

Химический состав типичного образца этих пород сходен с составом ультраосновных габбро, но более вероятно, что порода возникла метасоматическим путем из змеевика или перидотита. Анализ дал такие результаты (в %):

SiO ₂	40.65
TiO ₂	0.42
Al ₂ O ₃	13.73
Fe ₂ O ₃	1.39
FeO	6.93
MnO	0.08
MgO	20.38
CaO	9.08
Na ₂ O	1.74
K ₂ O	0.27
H ₂ O ⁺	4.91
H ₂ O ⁻	0.07
	99.65

Включения пироксеново-гранатовой и пироксеново-хлоритовой породы в перидотитах массива Рай-Из. Эти включения встречаются, как сказано, у северной окраины массива Рай-Из. Одно из них исследовано было подробно. Внутренняя часть его темновозеленоватой окраски представляет пироксеново-хлоритовую породу, наружная светлая — пироксеново-гранатовую.

6. Пироксеново-хлоритовая порода

Мелкие призмочки 0.15—0.20 мм длиной, часто двойники диопсида рассеяны среди массы скрытокристаллической, кажущейся почти изотропной с показателем преломления несколько выше 1.62. По наружному виду и этому признаку ее можно считать состоящей из хлорита.

7. Пироксено-гранатовая порода

Несколько более крупные призмочки диопсида и более неправильные мелкие зерна его заключены в тонкозернистой массе из граната с примесью хлорита, очень мелкие зернышки — может быть эпидот.

Генезис таких включений не вполне ясен. По залеганию они кажутся скорее всего ксенолитами, но может быть — это метаморфические образования среди перидотитов, принявшие свою форму включений при озмеевиковании породы.

Контакт перидотитового массива Рай-Из со сланцами.

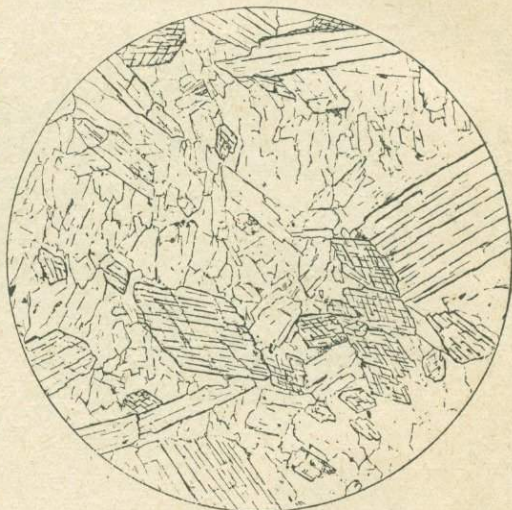
В геологической части указано, что с северной стороны наблюдается контакт перидотитов и сланцев. В двух случаях породы были исследованы более подробно. В одном случае это кварцитовый сланец с плейчатой текстурой, в котором под микроскопом можно

установить присутствие тонких кристалликов зеленой роговой обманки. В другом случае амфибол более обилен; по оптическим свойствам он вполне отвечает рибекиту, и его призмочки рассеяны среди тонкокристаллического агрегата кварца (фиг. 8).

Текстура породы полосатая. Полосы различаются главным образом размерами иголок рибекита, в одних породах достигающих до 1—2 мм в длину, в других — не превышающих 0.1.

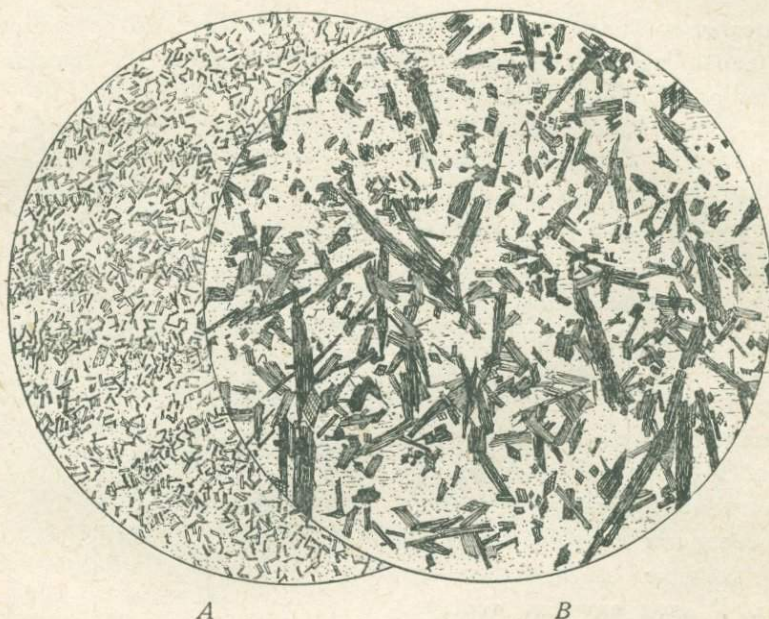
8. Пироксениты, верлиты и лерцолиты

В массиве Рай-Из пироксениты и верлиты встречаются в небольших массах, главным образом вдоль южной границы перидотитового массива, в контакте перидотитов и габбро-амфиболитов, будучи связанными с ними и между собой переходами.



Фиг. 7. Роговообманково-хлоритовая порода. В пластинчатой массе хлорита выделяются призмочки почти бесцветного амфибола. $\times 30$.

В этом массиве заметна своеобразная геологическая роль перидотитов с известково-магнезиальным моноклинным пироксеном. Они всегда тесно связаны с породами группы габбро, и в этом отношении их можно отличить от саксонитов массива Рай-Из. Лерцолиты в массиве Рай-Из не были встречены; если они есть, то в очень ограниченном количестве, но они, повидимому, широко распространены в Войкар-Сыньинском массиве и упоминаются также из района горы Няравет-Кеу. Геологическое положение их неясно, и они рассматриваются вместе с пироксенитами



Фиг. 8 Порода из контактов сланца и перидотита. А — из тонкозернистого прослоя, В — из более крупнозернистого. $\times 15$.

и верлитами условно, может быть ближе примыкая к саксонитам типа массива Рай-Из или гарцбургитам, более типичным.

Эти породы массива Рай-Из обнаруживают такие свойства:

Минералогический состав. Главным породообразующим минералом пород массива Рай-Из, относящихся к рассматриваемой группе, является моноклинный пироксен, он в шлифе бесцветен или почти бесцветен с углом погасания от 39 до 41° ; $2V =$ от $+52$ до $+59^\circ$; $N_g = N_p = 0.028 - 0.029$. Нередка отдельность диаллага по (100), очень распространены также тонкие пластинчатые вроски рудного минерала, вероятно ильменита, образующие решетки; их образование скорее всего связано с распадом твердого раствора.

Оливин обладает теми же особенностями, как в дунитах и перидотитах, нередко серпентинизирован.

Магнетит обычно присутствует в незначительном количестве, но встречаются разновидности пород более им богатые, приближающиеся

к коссвитам. Амфибол сравнительно распространен в рассматриваемых породах. Это бесцветная роговая обманка с углом погасания $16-17^\circ$; $2V = \text{от } -80' \text{ до } -76^\circ$; $N_g - N_p = 0.022$ и выше до 0.027 . Обыкновенно этот минерал образует узкие каемки вокруг зерен пироксена или на границе между ними и зернами оливина (фиг. 9). Реже роговая обманка заключена в пироксене в виде одинаково ориентированных вростков, напоминающих графические прорастания, являясь и в этом случае также продуктом эпимагматического изменения пироксена. Серпентин и тальк — вторичные минералы, встречающиеся в небольшом количестве.

Структура пироксенитов и бедных оливином верлитов не представляет каких-нибудь особенностей по сравнению с породами других областей. Довольно распространена гломерокристаллическая текстура. В богатых оливином разновидностях широко развито такситовое строение: порода состоит из перемежающихся слоев то оливиновых, то пироксеновых.

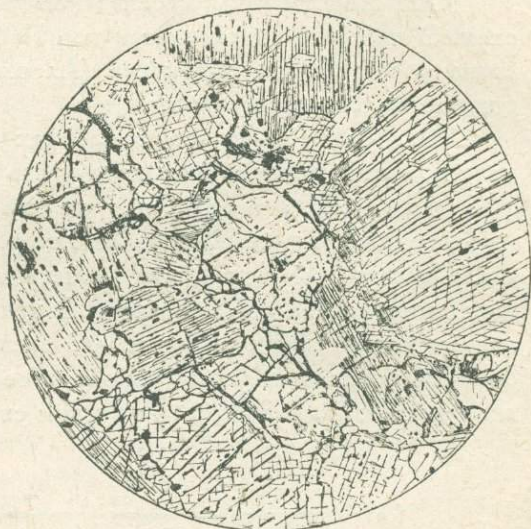
Лерцолиты характеризуются присутствием вместе с оливином, на ряду с моноклинным пироксеном, также ромбического (энстатита) и примесью шпинели. Эти признаки заставили отнести к этому типу ряд перидотитов Полярного Урала.

Некоторые из них, судя по описанию, бедные моноклинным пироксеном, может быть, как уже отмечено, при- мыкают к перидотитам типа массива Рай-Из (саксонитам).

В структурном отношении отмечается ксеноморфизм ромбического пироксена, пойкилитовые вростки в нем оливина и, тогда обратно, вростки бронизита в оливине. Диопсид имеет более простые („плавные“) очертания, чем ромбический пироксен.

Химический состав оливинового пироксенита из массива Рай-Из таков (в %):

SiO ₂	49.61	MgO	20.59
TiO ₂	0.03	CaO	18.43
Al ₂ O ₃	3.17	Na ₂ O	0.22
Fe ₂ O ₃	2.06	K ₂ O	0.20
FeO	3.89	H ₂ O ⁺	1.68
MnO	0.12	H ₂ O ⁻	0.15
			100.15



Фиг. 9. Верлит; между зернами оливина и пироксена развивается бесцветная роговая обманка. $\times 30$.

II. ЖИЛЬНЫЕ, ЗАЛЕГАЮЩИЕ СРЕДИ ПЕРИДОТИТОВ ПОРОДЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

1. Жильные пироксениты и горнблендиты

Эти породы представляют тонкие жилки, толщина которых измеряется немногими сантиметрами, зеленовато-серого или почти черного цвета.

Они развиты как в массиве Рай-Из, так и в массиве Войкар-Сыннинском. В жильных пироксенитах гор Пай-Ер и Хойла указывается присутствие ромбического пироксена (Алешков) и шпинели, так что порода принимает состав вебстерита.

В массиве Рай-Из в этих породах ромбического пироксена не наблюдалось, а моноклинный пироксен часто превращается в амфибол.

Минералогический состав. Главный породообразующий минерал то моноклинный пироксен, то роговая обманка, в шлифе бесцветная. Пироксен по оптическим свойствам близок к диопсиду, зерна его от долей миллиметра до сантиметра. В некоторых случаях характерны тонкие включения рудного минерала, располагающегося полосами. Роговая обманка бесцветна, темная окраска ее зависит от обильных тончайших включений магнетита, по оптическим свойствам минерал близок к тремо-

Таблица 4

	I	II
SiO ₂	52.84	53.47
TiO ₂	сл.	сл.
Al ₂ O ₃	1.08	1.98
Cr ₂ O ₃	0.45	0.52
Fe ₂ O ₃	2.39	0.43
FeO	2.08	2.41
MnO	0.08	0.09
MgO	25.83	25.09
NiO	0.14	0.15
CaO	11.05	10.72
Na ₂ O	0.55	0.84
K ₂ O	0.09	0.06
H ₂ O ⁺	3.26	3.98
H ₂ O ⁻	0.17	0.15
	100.01	99.89

литу. Оливин и серпентин встречаются в некоторых жилах, не отличаясь от тех же минералов, образующих окружающую породу. Хлорит, оптически положительный, наблюдается то в небольшом количестве, то в значительной мере замещает пироксен.

Структура. Размеры зерен породы довольно разнообразны, чаще всего это среднезернистые агрегаты. Зерна роговой обманки мельче, чем пироксена; она развивается позднее, замещая пироксен. Наблюдались случаи, когда группа зерен роговой обманки замещает зерно пироксена таким образом, что очертания последнего видны, благодаря ильменитовым включениям, располагавшимся в пироксене параллельно его кристаллическим граням и сохранившимся в таком положении в роговой обманке, независимо от случайного расположения ее зерен.

Химический состав в двух типичных образцов приведен в табл. 4. Обращает внимание значительное преобладание окиси магния над окисью кальция и присутствие хрома и никеля. Анализы (в %) указывают на почти полное тождество состава этих образцов.

2. Роговообманковые габбро-пегматиты

Они напоминают подобные же породы, встречающиеся в дунитовых массивах Среднего Урала. Эти очень грубозернистые породы, главным образом состоящие из плагиоклаза и роговой обманки, обладают обликом пегматитов. Они встречены в массиве Рай-Из.

Минералогический состав. Плагиоклаз редко бывает свежий, большей частью он мутный, цоизитизирован. Исследование сохранившихся зерен показало, что состав его меняется от лабрадора до анортита.

Роговая обманка принадлежит к трем разновидностям. Во-первых, обыкновенная буро-зеленая роговая обманка с обычными оптическими свойствами, во-вторых, бледноголубовато-зеленая роговая обманка с углом погасания 20° ; $N_g - N_p = 0.026$; $2V = +85^\circ$; в третьих, бледнобурая роговая обманка, тесно связанная с предыдущей. Иногда бурая окраска и светлозеленая в одном зерне распределены пятнами. Двупреломление бурой разновидности более низкое. $N_g - N_p = 0.020$. Пироксен с оптическими свойствами диопсида был встречен в виде остатков в роговой обманке. Магнетит, биотит, апатит — обычные акцессорные минералы.

Вторичные минералы — эпидот, хлорит, пренит, цоизит; последний является наиболее распространенным и замещает плагиоклаз.

Структура. Кроме указанных выше крупных размеров зерен, свойственных пегматитам, надо упомянуть о следах механического раздробления, наблюдавшихся в зернах плагиоклаза. Некоторые трещины сцементированы тем же самым плагиоклазом.

3. Жильные габбро

Жилы этой породы встречены в южной части перидотитового массива Рай-Из, где они достигают мощности в несколько метров и отличаются правильностью залегания. Жильно габбро обнаруживает здесь некоторую полосчатую текстуру.

Возможно, что эта порода не принадлежит в генетическом отношении к серии других жильных пород, а является лишь породой апофиз от находящихся по соседству масс габбро-амфиболитов.

Минералогический состав. Плаггиоклаз породы — в исследованном образце сильно разложен и превращен в тонкочешуйчатый агрегат, главным образом минерала с показателем преломления $N_m =$ около 1.65, с довольно высокими цветами поляризации, похожего на маргарит. Очертания зерен полевого шпата хорошо сохраняются. Моноклинный пироксен в шлифе бесцветный, по оптическим свойствам близок к диопсиду. В небольшом количестве присутствует роговая обманка, бледно окрашенная, иногда бесцветная. Она образует местами узкие каемки около оливина или пироксена, реже в самостоятельных зернах. Оливин довольно обилен в породе, обладает обычными оптическими свойствами. Интересно, что он почти не серпентинизирован. Из аксессуарных минералов надо упомянуть магнетит.

Структура породы — типичная габбровая. Упомянутая полосчатость согласна с залеганием жилы.

Химический состав может быть представлен таким имеющимся анализом (в %):

SiO ₂	45.33
TiO ₂	0.18
Al ₂ O ₃	10.70
Fe ₂ O ₃	0.64
FeO	8.42
MnO	0.11
MgO	19.77
CaO	12.20
Na ₂ O	1.00
K ₂ O	0.28
H ₂ O ⁺	1.42
H ₂ O ⁻	0.12
	100.17

Состав близок к основным породам габбрового типа и отвечающим им жильным породам Северного Урала.

4. Альбитит

Эти породы были встречены в виде жил в сильно озмеевикованных перидотитах на южной окраине массива. Кроме озмеевикования других изменений в контакте не наблюдается.

Минералогический состав очень прост. Порода почти целиком состоит из зерен альбита около 0.5—1 мм величиной в альбитовых и карлсбадских двойниках. В очень незначительном количестве присутствует бледноокрашенная голубовато-зеленая роговая обманка; окраска по направлению Nm обнаруживает фиолетовый оттенок. Угол погасания $18\frac{1}{2}$ — $20\frac{1}{2}$ °; $2V =$ от -70 до -80 °; $Ng - Np = 0.024$; плоскость оптических осей совпадает с (010). Как ничтожная примесь попадаются пластинки бурой слюды и иголки апатита.

Структура породы панидиоморфная, свойственная анхимономинеральным породам.

Химический состав представлен таким анализом (в %):

SiO ₂	67.78
Al ₂ O ₃	19.30
Fe ₂ O ₃	нет
FeO	0.35
MgO	1.01
CaO	0.40
Na ₂ O	10.03
K ₂ O	0.56
H ₂ O ⁺	0.30
H ₂ O ⁻	0.01
	99.74

Из него видно, что порода состоит почти из 90% альбитового компонента с ничтожным содержанием калиевого полевого шпата и анортита. Непосредственным измерением в шлифе количество цветного минерала определяется в 2.5%.

5. Олигоклазит

Эта порода, близкая по составу к предыдущей, была встречена в виде жил среди менее измененного перидотита.

Минералогический состав. Главный минерал породы олигоклаз $Ab_{80}An_{20}$ до $Ab_{75}An_{25}$ в двойниках по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам. В небольшом количестве присутствует роговая обманка, окрашенная несколько сильнее, чем в альбититах, и с буроватым оттенком окраски по Nm; угол погасания 18°; $2V = -78$ °; $Ng - Np = 0.022 - 0.024$. Акцессорные минералы сфен и магнетит — в совершенно ничтожном количестве.

Структура такая же, как у альбититов; размер зерен около 1 мм.

6. Роговообманковый диабаз

Жилы такой породы наблюдались в перидотитах также с южной стороны; одна из жил, как было сказано, залегает в контакте перидотитов и габбро-амфиболитов.

Минералогический состав. Плаггиоклаз входит в состав породы в количестве, несколько меньшем половины. Форма зерен удлиненно-призматическая, двойники по альбитовому, карлсбадскому и периклиновому законам. Кристаллы обладают зональным строением; состав в центральной части $Ab_{45}An_{55}$ до $Ab_{40}An_{60}$; наружная кайма близка к олигоклазу $Ab_{80}An_{20}$; в порфирированных разностях породы фенокристаллы плаггиоклаза имеют такой же состав, как и в основной массе. Калиевый полевой шпат попался только в одном более лейкократовом образце в виде мелких ксеноморфных зерен. Кварц присутствует иногда в ничтожном количестве, частью в виде тонких микропегматитовых сростков. Авгит в одних образцах является преобладающим минералом, в других не уступает своего места роговой обманке. Зерна его изометричны и ксеноморфны. Минерал обладает буроватой окраской; угол погасания $40-45^\circ$; $2V =$ от $+45$ до $+54^\circ$; двупреломление $Ng-Np =$ от 0.021 до 0.025. Роговая обманка бурая с красноватым оттенком плеохроизма; она образует каемки на авгите или самостоятельные кристаллы, в некоторых из них остатки пироксена.

Т а б л и ц а 5

	I	II
SiO ₂	49.72	50.20
TiO ₂	1.96	2.01
Al ₂ O ₃	16.21	15.64
Fe ₂ O ₃	0.29	4.03
FeO	11.83	8.25
MnO	0.14	0.21
MgO	4.32	4.52
CaO	8.00	7.98
Na ₂ O	3.94	3.77
K ₂ O	1.25	1.25
H ₂ O ⁺	2.25	2.07
H ₂ O ⁻	0.12	0.21
	100.03	100.14

Угол погасания $15-18^\circ$; $2V = -80^\circ$; дисперсия $\rho > \nu$; $Np = 1.675 \pm$; $Ng = 1.700$. Непосредственным измерением $Ng-Np = 0.029$. В некоторых зернах обесцвеченные участки с синевато-зеленой каймой, в них угол погасания до 20° . Магнетит и апатит сравнительно обильны. Вторичные минералы — слюда, цоизит, хлорит, эпидот и пренит встречены в небольшом количестве.

Структура и разновидности породы. Существуют два типа этой породы: мелкозернистый тип, в котором размеры зерен от 0.3

до 0,8, и микрозернистый тип из зерен в 6—10 раз мельче; последние переходят в порфирированные типы с феннокристаллами в 2 мм величиной. Текстура зернистой породы и основной массы в порфирированных типах офитовая, нередко переходящая в интергранулярную.

Химический состав двух образцов породы представлен в табл. 5 (в %).

Общее замечание о жильных породах массива Рай-Из

Разнообразные жильные породы, пересекающие массивы дунитов и перидотитов, известны во многих местах на Урале и в других областях. Они будут описаны подробнее в соответственном месте. Сейчас представляется интересным сравнить жильные породы массива Рай-Из с соответственными породами платиноносной габбро-перидотитовой формации Урала, почему скажем о них несколько слов. Среди перидотитовых пород этой формации известны следующие жильные породы: 1) жильные пироксениты и верлиты; сюда же можно отнести роговообманковый пикрит Левинсон-Лессинга; 2) иситы бесполевошпатовые и полевошпатовые; 3) роговообманковые габбро-пегматиты; 4) плагиоклазиты и в частности альбититы; 5) плагиаплиты и примыкающий к ним более меланократовый гладкаит. Сюда же можно присоединить 5а) жильный плагиоклазовый гранулит, выделяемый Дюпарком.

Наблюдения, произведенные в районах типичного развития этой серии жильных пород, обнаружили некоторые особенности, о которых сейчас необходимо упомянуть.

Пироксениты и верлиты встречаются там в виде тонких жил, мощностью в несколько сантиметров или даже миллиметров. Есть жилки, образованные кристаллами пироксена, занимающими всю мощность жилки. Иногда по простиранию они переходят в ряд разобщенных кристаллов пироксена. Такие кристаллы не могли образоваться иначе, как путем замещения вещества вмещающей их породы. Пироксенитовые жилки секут дуниты и перидотиты по направлениям отдельности, встречаются иногда сериями параллельных или пересекающихся жил.

Иситы встречаются в жилах, напоминающих жилки пироксенита. Они тоже тонкие; встречаются иногда, следуя по тем же направлениям, или же пересекают жилки пироксенита. Полевой шпат отсутствует в пироксенитах и появляется в иситах.

Жилы габбро-пегматита обыкновенно являются более поздними, чем жилки пироксенита, но, повидимому, встречаются и исключения. Эти жилы всегда более мощные. Габбро-пегматиты и плагиаплиты распространены не только среди перидотитов, но и в других породах габбро-перидотитовой формации; пироксениты, иситы и альбититы приурочены лишь к дунитам.

Образование пород рассматриваемой жильной серии может быть легче всего объяснено как результат в различной степени далеко зашедшей

реакции между веществом вмещающей жилы породы и некоторым магматическим раствором, близким к пегматитовому или аплитовому составу. О вероятности метасоматического образования отдельных кристаллов пироксена уже сказано, в пользу такого же способа образования пироксенитовых жилок говорят наблюдающиеся изредка извилистые контуры жилок пироксенита с бухтообразными выступами в тело окружающего дунита. Состав и структура бесполовошпатовых иситов не отличаются от состава и структуры реакционных кайм, наблюдавшихся вокруг крупных ксенолитов, пироксенитов в роговообманковых пегматитах; в некоторых случаях тонкие жилки роговообманковой породы, тождественной с иситом, проникают подобно апофизам от такой реакционной каймы внутрь ксенолита. Габбро-пегматиты и роговообманковые пегматиты очень близки к таким же породам, описанным разными авторами как десилицированные пегматиты. Альбититы тоже рассматриваются, как известно, некоторыми авторами, как образовавшиеся таким же путем. Эта гипотеза кажется и в данном случае более приложимой, чем гидротермальное образование альбититов.

Различия в сериях жильных пород в разных дунитовых и перидотитовых массивах могут быть объяснены разными физико-химическими условиями, в которых протекала реакция.

Характерным минералом для всех жильных пород рассматриваемой серии является роговая обманка, представляющая вообще типичный реакционный минерал в породах габбро-перидотитовой формации, возникающий в породах в конце магматической стадии их образования под влиянием действия остаточных растворов на ранее образовавшиеся минералы (амфиболизация габбро, реакционные каймы между пироксеном или оливином и плагиоклазом и т. д.).

Около жильных пород в оливиновых породах рассматриваемой габбро-перидотитовой формации Урала не наблюдается изменений, свойственных гидротермальным процессам или контактовому воздействию. Тесная геологическая связь этих жильных пород с массивными породами габбро-перидотитовой формации позволяет предположить, что они возникли как последние образования при формировании всего комплекса и их появление не было отделено от него значительным промежутком времени. Представляя гибридные породы в широком смысле этого термина, они могут быть обозначены как паулопоступные гибридные породы в отличие от мультупоступных гибридных пород, являющихся продуктом смешения магмы с веществом значительно ранее образовавшихся пород.

Принимая в общем изложенную гипотезу и для объяснения генезиса жильных пород массива Рай-Из, заметим, что особенностью серии жильных пород этого массива является отсутствие некоторых характерных членов, каковы иситы и настоящие плагиаплиты. Роговообманковый диабаз и, может быть, жильное габбро, повидимому, должны быть поставлены

особняком, так как они, вероятно, не связаны с остальными жильными породами. Амфиболизация пироксенитовых жил, может быть, возникла одновременно с образованием тремолита и талька, так распространенных во вмещающих породах.

III. ГРУППА ГАББРО-АМФИБОЛИТОВ И ГАББРО И КИСЛЫЕ ГЛУБИННЫЕ ПОРОДЫ

Габбро-амфиболиты, как мы видели, широко распространены к югу и юго-востоку от массива Рай-Из. Они непосредственно примыкают к перидотитовому массиву с южной его стороны. Это породы, состоящие преимущественно из плагиоклаза и зеленой роговой обманки. В структуре замечаются признаки кристаллобластических отношений; следует отметить распространенность кварца, присутствующего всегда в небольшом количестве и встречающегося иногда совместно с основным плагиоклазом. В тесной связи с пироксенитами встречены нормальные габбро и некоторые своеобразные типы этих пород.

Широкой полосой тянутся габбровые породы и с восточной стороны Войкар-Сыньинского массива.

Они мало изучены и недостаточно описаны, чтобы можно было составить ясное представление о развитой здесь этой группе пород. Имеются тут и меланократовые фации габбро („габбровые перидотиты“ Алешкова) и более нормальные, встречены также троктолиты. Повидимому, очень распространенной является амфиболизация пироксена и, следовательно, превращение пород в габбро-амфиболиты.

Имеются указания на основной характер плагиоклаза (№ 80).

К северу от массива Рай-Из подробно описан Баклундом анортозит или лейкократовое габбро с Няравет-Кеу, а также кварцевые габбро и другие породы, более кислые, вплоть до гранодиорита и соответствующего ему аплита, из Обской тундры.

В дальнейшем мы коснемся главным образом изученных пород массива Рай-Из, горы Няравет-Кеу и Обской тундры.

1. Анортитовое габбро или тылаит восточной части Черной горы (Рай-Из)

Порода представляет меланократовый тип, она среднезернистая, к моноклинному пироксену присоединяется немного гиперстена.

Минералогический состав. Моноклинный пироксен еле заметно окрашен, угол погасания 42° ; $2V = +55^\circ 5'$; $Ng - Np = 0.024$. Гиперстен в более мелких зернах, обнаруживает ясный плеохроизм $Ng - Np = 0.015$. Моноклинный пироксен и гиперстен часто снаружи окружены тонкими каемками зеленой роговой обманки, которая также испещряет некоторые зерна пироксена в виде параллельно ориентирован-

ных вростков. Кроме этого амфибола встречаются зерна бледной волокнистой роговой обманки (фиг. 10). Плагноклаз в зернах несколько меньших,

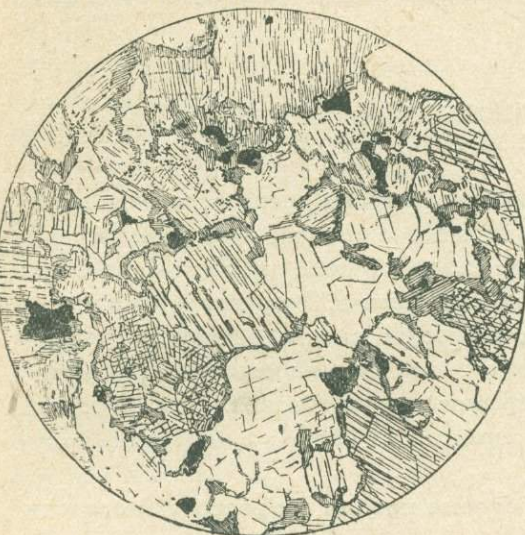
чем зерна моноклинного пироксена, в полисинтетических двойниках. По оптическим свойствам его надо считать анортитом $Ab_{10} An_{90}$. Обычные акцессорные минералы — апатит и магнетит.

Структура обычная для габбро; более крупные размеры пироксеновых зерен и меланократовый характер придают некоторое сходство с тылаитом.

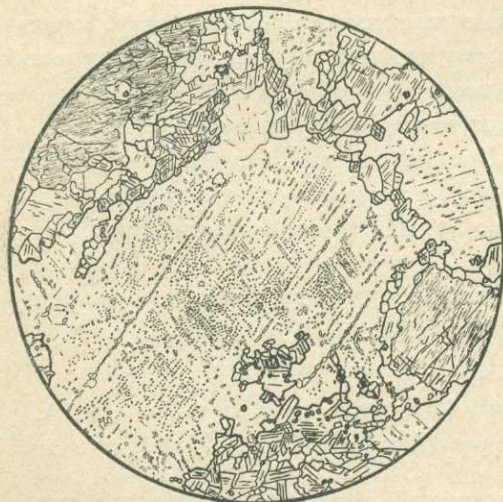
2. Габбро-амфиболит типа Конгора

Этот своеобразный тип встречен в юго-западной части массива Рай-Из, в районе Конгорского ущелья. Макроскопически среднезернистая порода довольно светлого зеленовато-серого цвета.

Минералогический состав. Характерной особенностью является присутствие в значительном количестве роговой обманки, которую надо отнести к эдениту, а также примесь зеленой шпинели. Магнетит и апатит, наоборот, отсутствуют. Плагноклаз относится к анортиту $Ab_5 An_{95}$, обыкновенно свеж. Диопсидовый пироксен с обычными свойствами присутствует как остатки среди амфибола, образуя с ним иногда закономерные сростки. Роговая обманка или слабо окрашена или совершенно бесцветная.



Фиг. 10. Габбро горы Черной. Вокруг пироксена каемки роговой обманки. Габбровая структура. $\times 16$.



Фиг. 11. Габбро-амфиболит типа Конгора. Пироксен, обозначенный тонкой штриховкой, окружен бесцветной роговой обманкой, мельчайшие вростки которой переполняют анортит. Рельефные мелкие зернышки, главным образом внизу рисунка, — шпинель. $\times 12$.

Оптические свойства окрашенной роговой обманки: угол погасания от 16 до 18° ; $2V = -83^\circ$; $N_g - N_p = 0.019 - 0.020$; в бесцветной роговой

обманке угол погасания = около 12° ; $2V$ = около 90° ; $N_g - N_p = 0.024$. Шпинель зеленого цвета в мелких зернышках и сростках.

Структура. Очень характерным признаком структуры являются обильные очень мелкие включения роговой обманки и, может быть, диопсида внутри плагиоклаза (фиг. 11). Включения располагаются рядами по кристаллическим направлениям плагиоклаза, иногда переполняют его зерна. Более крупные зерна цветных металлов образуют небольшие группы, чередующиеся с зернами плагиоклаза. Порядок идиоморфизма: шпинель, роговая обманка, плагиоклаз, причем несомненно замещение пироксена роговой обманкой.

3. Габбро-амфиболиты типа Круглой горы (Рай-Из)

Эти наиболее распространенные породы представляют несколько разновидностей как по наружному виду, так и по микроскопическим особенностям. Преобладают среднезернистые типы с более или менее ясной полосчатостью.

Минералогический состав. Плагиоклаз в разных образцах обладает неодинаковым составом. Судя по оптическим свойствам, его состав колеблется от кислого лабрадора до битовнита. Во многих случаях он совершенно свеж, но иногда разложен в сосюритоподобный агрегат.

Роговая обманка зеленая, довольно сильно окрашенная, также с не совсем постоянными оптическими свойствами. Угол погасания от 15° до 20° ; $2V$ = от -60° до -80° и $N_g - N_p$ = от 0.017 до 0.023. Показатели преломления $N_g = 1.679$; $N_p = 1.655$, в пределах точности наблюдения (± 0.003) остаются одинаковыми. Очевидно, минерал представляет обыкновенную роговую обманку.

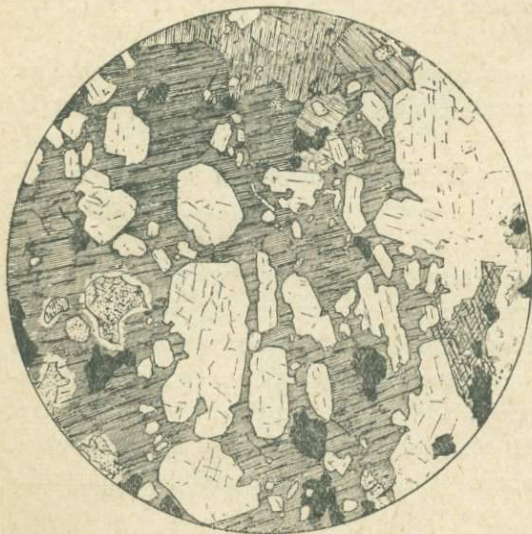
Кроме нее, иногда в виде пятен внутри нее встречается бесцветная роговая обманка с более высоким двупреломлением и более значительным углом оптических осей. Кварц очень распространенный минерал, хотя встречается в небольшом количестве, сростками зерен, соприкасающихся извилистыми контурами. Обычные акцессорные минералы магнетит, апатит, сфен; последний обычно в виде каемок на магнетите. Из вторичных изменений чаще всего наблюдается сосюритизация плагиоклаза.

Структура. Макроскопически породы кажутся довольно крупнозернистыми, состоя из зерен светлого полевого шпата и темной роговой обманки; под микроскопом эти зерна распадаются на группы кристаллических неделимых. Взаимное отношение минералов соответствует кристаллобластической структуре; неправильные зерна роговой обманки заключают, особенно с наружной стороны, пойкилитовое включение плагиоклаза, а иногда кварца (фиг. 12).

4. Габбро-амфиболит с пойкилитовой текстурой



Фиг. 12. Габбро-амфиболит типа Круглой горы. Плагиоклаз и зеленая роговая обманка, зерна которых срastaются группами. $\times 16$.



Фиг. 13. Габбро-амфиболит с пойкилитовой структурой. Среди роговой обманки, кроме пойкилитовых вrostков плагиоклаза и магнетита, встречаются остатки пироксена (точки); около них бесцветная кайма роговой обманки. $\times 16$.

Макроскопически эта разновидность почти не различима от других пород группы габбро-амфиболитов.

Минералогический состав. Порода состоит из битовнита $Ab_{15}An_{85}$, из обыкновенной зеленой роговой обманки, заключающей местами незначительные остатки диаллага, незначительного количества кварца, обычной примеси магнетита и апатита.

Структура. Плагиоклаз свежий, в слабо удлинённых кристаллах с закруглёнными углами, размеры около 1 мм; главным образом он заключен в виде пойкилитовых вrostков в роговой обманке, реже группами между ее зернами (фиг. 13). Кварц всегда имеет ксеноморфную форму последних выделений.

5. Мелкозернистые сланцеватые габбро-амфиболиты

Эта разновидность встречается вдоль южного контакта с перидотитовым массивом Рай-Из. Макроскопически это сланцеватая и обыкновенно полосчатая, более мелкозернистая, чем предыдущие типы, порода, имеющая внешний облик скорее кристаллических сланцев, чем габбро.

Минералогический состав. Плагиоклаз имеет обыкновенно состав от битовнита до анортита. Роговая обманка представлена в разных образцах двумя видами: в одном она бледно окрашена

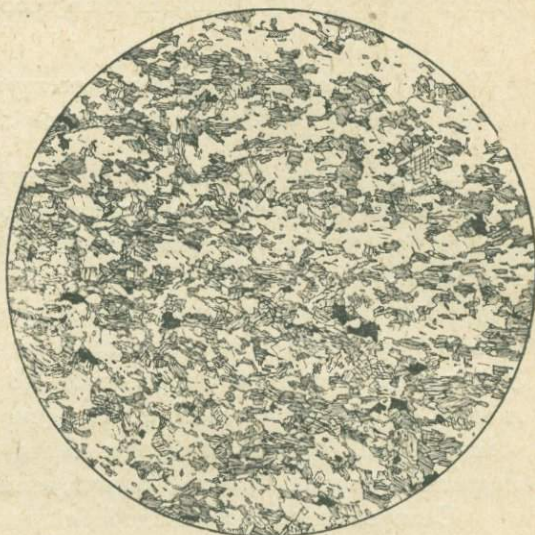
с углом погасания $18-19^\circ$; $2V = -79^\circ$; дисперсия $\rho > \nu$; другая густоокрашенная обыкновенная роговая обманка с углом погасания 16° ; $2V = -68^\circ$. Совместно эти разновидности не были встречены. Бледноокрашенная роговая обманка имеет форму более удлиненных призматических кристаллов. Второстепенные минералы магнетит, апатит, титанит. Из вторичных более распространен цоизит.

Структура породы кристаллобластическая. Размеры зерен измеряются долями миллиметра. Они крупнее в разновидности породы с бледнозеленой роговой обманкой (фиг. 14 и 15).

6. Меланократовый габбро-амфиболит с криптовой структурой

Эта порода была встречена только в одном месте массива Рай-Из на левой стороне р. Конгора, где она образует небольшой отдельный выход.

Минералогический состав и структура. Крупные, до 1 см и больше, изометрические кристаллы амфибола образуют породу, соприкасаясь или почти соприкасаясь один с другим и оставляя промежутки, заполненные мелкозернистой смесью из того же амфибола, белого плагиоклаза и светло-серого кварца. Таким образом уже для невооруженного глаза структура имеет вид криптовой. Роговая обманка зеленая, иногда неравномерно окрашенная. Угол погасания $15-16^\circ$; $N_g - N_p = 0,021$; $2V = -76^\circ$. Зерна обнаруживают кристаллическую форму, но призматические кристаллы необычно короткие.



Фиг. 14. Мелкозернистый сланцеватый габбро-амфиболит. Плагиоклаз, зеленая роговая обманка, немного магнетита. $\times 16$.



Фиг. 15. Сланцеватый габбро-амфиболит; кроме плагиоклаза и роговой обманки скопление цоизитовой мути (точки), зерна магнетита. $\times 16$.

Плагиоклаз по оптическим свойствам надо считать основным андезином или лабрадором. Вместе с плагиоклазом и роговой обманкой в криптах присутствуют кварц, пироксен и акцессорные — магнетит и апатит.

Некоторые особые текстурные разновидности габбро-амфиболитов массива Рай-Из

Сюда надо отнести порфировидные типы габбро-амфиболитов, обыкновенно с выделениями плагиоклаза. Далее в эту группу входят породы с катакластической текстурой, иногда почти превращенные в милонит.

Говоря об этих катакластических дериватах габбро, следует упомянуть о нефритоподобной породе, описанной Баклундом с Няравет-Кеу. Эта порода связана с анортозитом, о котором будет кратко сказано дальше. В первоначальной породе (анортозите) появляются катакластические зоны, развиваются включения лучистого пренита, появляются вторичная роговая обманка, хлорит, антигорит.

Сланцеватая нефритоподобная порода несколько неравномерно окрашена, с неясно очерченными более темными пятнышками и более резкими светло-серыми на светлозелено-сером фоне. Темные участки под микроскопом оказываются состоящими преимущественно из волокон хризотила, светлосерые представляют остатки роговой обманки; общий фон образован смесью хризотила и актинолита и мелкозернистых агрегатов плагиоклаза. Примеси — полоски лейкоксеновой мути, зернышки титанита, пренит, остатки авгита.

Химический состав габбро-амфиболитов и габбро массива Рай-Из

Химический состав наиболее оригинальных и типичных пород массива Рай-Из, относящихся к этой группе, приведен в табл. 6 (в вес. %).

Отличительной чертой состава анализированных пород является богатство их анортитовой составной частью.

Общее замечание о породах группы габбро-амфиболитов массива Рай-Из

Вероятно, габбро-амфиболитовые породы района массива Рай-Из произошли путем метаморфизма габбро. Они еще сохранили следы первоначальной полосчатой структуры и соотношений с жильными породами.

Структура породы теперь кристаллобластическая, свидетельствующая о перекристаллизации в твердом виде. По минералогическому составу эти породы относятся к фации амфиболитов. Главную причину метаморфизма можно видеть в одностороннем тектоническом давлении, которому, как мы видели, можно приписывать также и возникновение полосчатой структуры всех пород массива Рай-Из. Продолжая действовать на породы

непосредственно вслед за их образованием, это давление могло вызвать изменения, которые имели характер протобластических и приводили к образованию пород амфиболитовой фации.

Таблица 6

	I	II	III
SiO ₂	51.94	48.50	44.47
TiO ₂	0.40	сл.	0.05
Al ₂ O ₃	17.70	16.13	22.54
Fe ₂ O ₃	2.61	1.11	0.96
FeO	7.61	6.52	3.82
MnO	0.14	0.09	0.08
MgO	5.77	12.13	9.03
CaO	10.63	12.32	16.97
Na ₂ O	1.47	0.52	0.41
K ₂ O	0.40	0.54	0.35
H ₂ O ⁺	1.47	1.66	1.59
H ₂ O ⁻	0.09	0.00	0.14
	100.23	99.62	100.41

Примечание. I — габбро-амфиболит типа Круглой горы, из лабрадора, роговой обманки, небольшого количества кварца и аксессуарных минералов; II — тонкослойный габбро-амфиболит, окаймляющий перидотитовый массив с юга; III — габбро-амфиболит типа Конгора, полоса среди пироксенитов. Очень основной, близкий к анортиту и плагиоклазу. Диоксидовый пироксен превращен в бесцветную роговую обманку.

7. Анортозит горы Няравет-Кеу

Эта порода была встречена в выходах в связи с гарцбургитом и лерцолитом. По внешнему виду серая порода с более светлыми неправильными пятнами.

Минералогический состав и структура. Более светлого облика основной плагиоклаз состава от битовнита до анортита, в зернах с неправильными зубчатыми контурами. Окружающая масса брекчиевидная, из лабрадора с примесью остатков моноклинного пироксена, превращенного в роговую обманку: 1) в крупных зернах с углом погасания 17° и 2V = —87°; минерал почти бесцветен, и Баклунд считает его близким к „эденитовой разности тремолита“; 2) в виде волокон подобных актинолиту; небольшая примесь циркона.

В структуре породы ясные следы катаклаза, начиная от раздробления по зонам до превращения породы в нефритоподобную сланцеватую породу.

Химический состав анортозита следующий (в %):

SiO ₂	48.59
TiO ₂	0.06
Al ₂ O ₃	27.54
Fe ₂ O ₃	0.20
FeO	1.37
MnO	0.20
MgO	6.91
CaO	11.87
BaO	0.02
Na ₂ O	1.26
K ₂ O	0.15
H ₂ O ⁺	1.85
H ₂ O ⁻	0.15
P ₂ O ₅	сл.
CO ₂	0.23
Cr ₂ O ₃	0.08
	100.49

8. Плагиоаплиты

Жилы пород аплитового облика были встречены среди габбро-амфиболитов массива Рай-Из в нескольких местах.

Минералогический состав. Полевой шпат представлен главным образом плагиоклазом, относящимся по своим оптическим свойствам к олигоклазу и даже альбит-олигоклазу; калиевый полевой шпат присутствует в количестве не более 10—15%, в некоторых зернах наблюдается микроклиноватая решетка. Кварц в обычных ксеноморфных зернах, раздробленных и с волнистым погасанием. В ничтожном количестве присутствуют биотит, мусковит, магнетит, апатит, вторичные хлорит и эпидот.

Текстура породы первоначально была порфировидная с мелкозернистой основной массой; она изменена под влиянием динамометаморфизма, благодаря которому порода принимает катакластически-гнейсовидный облик.

9. Биотитово-роговообманковый кварцевый диорит

Порода была встречена в районе массива Рай-Из в небольшом выходе по р. Конгору к югу от габбро-амфиболитов. Это довольно светлая среднезернистая порода, содержащая макроскопически видимый кварц, белый полевой шпат, биотит и роговую обманку. Повидимому, эти породы развиты и южнее вдоль Войкар-Сыньинского массива, но описания их из этих мест мы не имеем.

Минералогический состав. Плаггиоклаз в идиоморфных кристаллах обыкновенно зональный; в центральных частях состав его отвечает андезину, на периферии основному олигоклазу; он слегка разложен.

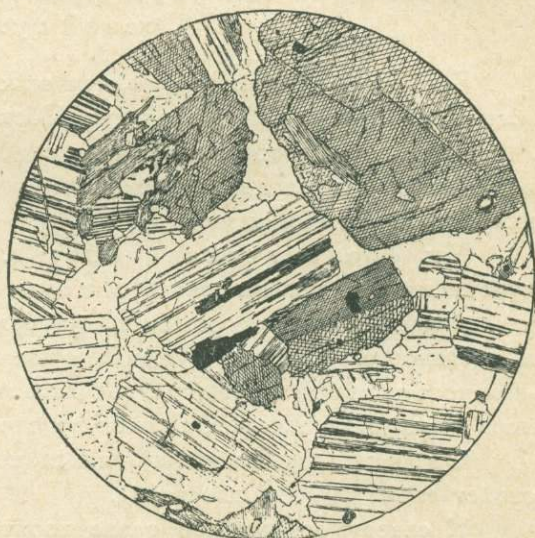
Роговая обманка — зеленая, угол погасания равен $15-17^\circ$; $2V = -65^\circ$; $N_g - N_p = 0.019$. Биотит с обычными свойствами, иногда в крупных пластинках, он или выцветает или переходит в хлорит. Кварц обильный, в ксеноморфных зернах, распадающихся в скрещенных николях на группы индивидов. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, а также вторичные — доизит, серицит, эпидот и хлорит — не представляют каких-либо особенностей.

Структура породы обычная гипидиоморфнозернистая, свойственная кварцевым диоритам (фиг. 16). Следы катаклаза и полосчатость отсутствуют.

Химический состав вполне отвечает микроскопическим особенностям породы. Результаты ее анализа таковы (в %):

SiO ₂	62.41
TiO ₂	0.43
Al ₂ O ₃	16.38
Fe ₂ O ₃	1.94
FeO	4.35
MnO	0.12
MgO	2.98
CaO	6.17
Na ₂ O	2.15
K ₂ O	1.36
H ₂ O ⁺	1.33
H ₂ O ⁻	0.08

99.65



Фиг. 16. Биотитово-роговообманковый кварцевый диорит. Плаггиоклаз изображен в скрещенных николях. $\times 16$.

10. Диоритовые катаклазиты и милониты

В коллекциях Н. А. Кулика из района массива Рай-Из имеется несколько пород, местонахождение которых неизвестно и которые по их составу и структуре надо отнести к диоритовым катаклазитам. Явления катаклаза и сопровождающие изменения минералогического состава выражены в различной степени от мало измененных пород до пород сланцеватых.

Баклуном описаны также катакластически измененная диоритовая порода и диоритовый милонит из Обской тундры. Первая порода с параллельной сланцеватой структурой; в ней еще сохранились остатки олигоклаза или кислого андезина, но обильно развиваются вторичный альбит,

клиноцоизит, эпидот. Присутствуют также в угловатых обломках кварц и чешуйчатое хлоритовое вещество. Примеси — титанит и кальцит; замечен ортит. Типичная катакластическая структура с, повидимому, слабо выраженным кристаллобластезом.

Диоритовые милониты по внешнему виду представляют серые, несколько напоминающие геллефлинты, породы, иногда с „остролинзовой“ полосатостью. Под микроскопом вид пород в различной степени обнаруживает истирание пород. В минералогическом составе установлены: кварц, альбит, роговая обманка, эпидот (в виде иголок), магнетит, иногда серицит и хлорит, редко ортоклаз, попадают также титанит и рутил.

11. Гранодиорит и гранодиоритовый аплит Обской тундры

Еще более кислые породы, чем описанные кварцевые диориты, были встречены (Баклундом) среди пород Обской тундры с р. Ханема (Ханмей).

Порода бледнорозового цвета с длинными призмами зеленой роговой обманки. Из светлых минералов преобладает белый плагиоклаз. Кварца макроскопически не видно.

Минералогический состав. Призматические идиоморфные кристаллы плагиоклаза относятся к олигоклазу № 16—20. Ортоклаз главным образом в виде оторочки. Кварц белый, ксеноморфный. Попадаются мирмекитовые вроски. Роговая обманка плеохроирует от оливково-зеленого цвета до желтого. Угол погасания $15-16^\circ$; $2V = -80^\circ$. Примесь — магнетит, титанит, а также вторичные хлорит, эпидот, кальцит.

Структура типичная гипидиоморфнозернистая, гранитовидная, свойственная этой группе пород.

К северу от выходов гранодиорита среди милонита наблюдалась жила мелкозернистой светлорозовой породы. Под микроскопом по структуре напоминает аплит, с заметными следами катаклаза. Из полевых шпатов присутствуют олигоклаз, иногда с альбитизированной каймой, и ортоклаз. Много кварца. Немного хлорита с пылью лейкоксена и магнетита.

12. Кварцевые габбро из Обской тундры

Серая порода, отличающаяся от выступающего неподалеку гранодиорита отсутствием розового тона окраски и менее вытянутой формой зерен роговой обманки.

Минералогический состав. Изометрические кристаллы плагиоклаза относятся к лабрадору $Ab_{45}An_{55}$; он довольно сильно разложен, превращаясь в серицит, каолин и эпидот. Заметно зональное строение; на периферии иногда кайма альбита. Кварц в крупных, неправильных зернах. Роговая обманка, то идиоморфная, то ксеноморфная, плеохроирует от оливково-зеленого цвета к желтому. Угол погасания 14° ; $2V = -67^\circ$; дис-

персия $\rho > v$. Хлорит замещает роговую обманку, немного эпидота. Акцессорные — титанит, магнетит, апатит; кое-где пирит и кальцит. Порода относительно лейкократовая.

Структура гипидиоморфнозернистая, без каких-либо своеобразных особенностей.

Химический состав представлен таким анализом (в %):

SiO ₂	53.68
TiO ₂	0.82
Al ₂ O ₃	18.73
Fe ₂ O ₃	3.33
FeO	5.96
MnO	0.30
MgO	3.64
CaO (+BaO)	7.46
Na ₂ O	3.41
K ₂ O	0.51
H ₂ O ⁺	1.54
H ₂ O ⁻	0.08
P ₂ O ₅	0.06
CO ₂	0.19
S	0.04
	99.75

13. Гранитовые катаклазиты

Среди пород, собранных в окрестностях массива Рай-Из Куликом, имеется ряд гранитовых катаклазитов, местонахождение которых неизвестно.

Минералогический состав отвечает гранитам. Они состоят из щелочного полевого шпата, представлены частью ортоклазом, частью микроклином из очень кислого плагиоклаза, альбита или близкого к альбиту и кварца. Цветной минерал — слюда, двойного вида: 1) светлоокрашенная, близкая к мусковиту; 2) темная, буро-зеленая или зеленовато-бурая слюда. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, титанит и ключья лейкоцена. Случайно встречаются эпидот, хлорит, кальцит.

Текстура катакластическая. Катаклиз выражен в различной степени, но нигде первоначальная гранитовая текстура не сохраняется.

14. Меланократовые жильные породы

Обской тундры

Эти породы, встреченные в обнажении р. Ханема (Ханмей), по их вещественному составу и реликтам первоначальных особенностей Баклунд относит к спессартиту и беербахиту. Они подверглись сильному изменению, как видно из следующей их характеристики.

а) Роговообманковая порода (спессартит) — плотная зеленоватая порода с порфиоровыми вкрапленниками роговой обманки. Под мик-

роскопом основная масса — войлок мельчайших игл роговой обманки с небольшой примесью кварца и плагиоклаза (альбита). Роговая обманка вкрапленников бледно окрашена, угол погасания 16° . Общее количество роговой обманки 83% .

б) Эпидот-хлорит-амфиболитовая порода (беербахит) — плотная зеленовато-серая масса с блестками хлорита, частью в виде псевдо-вкрапленников. Под микроскопом крупные таблицы хлорита с вростками других минералов, спутанные агрегаты призмочек роговой обманки (угол погасания 14° ; $2V = -60^\circ$, бледная, голубовато-зеленая), немного эпидота. Кварц и полевой шпат, относящийся к олигоклаз-альбиту. Примеси — титанит, мусковит, кальцит, пирит. Отношения минералов кристаллобластические.

Химический состав этих пород приведен в табл. 7 (в %).

Таблица 7

	I	II
SiO ₂	53.20	47.23
TiO ₂	0.18	2.04
Al ₂ O ₃	10.74	18.49
Fe ₂ O ₃	3.50	6.14
FeO	4.68	8.79
MnO	0.61	0.63
MgO	12.09	3.92
CaO	10.88	7.90
Na ₂ O	2.43	2.84
K ₂ O	0.20	0.51
H ₂ O ⁺	1.72	1.26
H ₂ O ⁻	0.12	0.04
P ₂ O ₅	0.03	0.14
CO ₂	сл.	0.11
Cr ₂ O ₃	0.16	сл.
S	0.01	0.17
	100.55	100.21

IV. ЭФФУЗИВНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

К востоку от перидотитовых массивов Полярного Урала и сопровождающей его зоны габбро из габбро-амфиболитов и связанных с ними пород появляются эффузивные породы, главным образом порфириты и диабазы, более или менее измененные, распространение которых отвечает, повиди-

тому, тем отношениям горных пород, которые установлены в более южных областях Урала.

Эти породы в Полярном Урале однако до сих пор остаются совсем неизученными.

Может быть, к породам этой зоны относится образец кварцевого порфира, описанный Баклундом. Это темная порфиристая порода с вкрапленниками полевого шпата, кварца и авгита. Полевой шпат по микроскопическому исследованию оказался лабрадором с зональным строением. Пироксен по оптическим свойствам близок к диопсиду; он в сильно резорбированных кристаллах. Основная масса имеет частью пилотакситовую, частично андезитовую структуру, более плотные на вид угловатые участки трахитовой структуры, есть и участки с микрогранитовой и микропойкилитовой структурой. Все они резко отделяются один от другого. Имеются также в породе посторонние включения милонита. Стекло в породе отсутствует.

V. КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

К северо-востоку и востоку от массива Рай-Из, а также и с западной стороны массива мы видели кристаллически-сланцеватые и метаморфические породы, которые по геологическому оложению и отчасти по петрографическим особенностям могут быть разделены на три группы:

1. Группа амфиболитов и эпи- и мезогнейсов, развитых между массивом Рай-Из и горой Герд-Из по рр. Соби и Сеньки-Шор.

2. Зеленые сланцы и зеленокаменные породы к северу от массива Рай-Из тесно связаны с осадочными породами.

3. Зеленые сланцы и катакlastические гнейсы с западной стороны массива Рай-Из.

По вещественному составу все эти породы близки между собой, отличаясь в некоторых случаях довольно резко по своей структуре.

Далее к северу от массива Рай-Из, в Обдорских горах, являющихся дальнейшим продолжением на север той горной цепи, в состав которой входят перидотитовые массивы, кристаллические сланцы, очень близкие и большею частью даже тождественные с теми, которые указаны выше под цифрой 1 и отчасти 2, имеют широкое распространение. Они описаны были Баклундом под общим названием зернистых амфиболитов Обдорских гор.

Геология этой части Полярного Урала, расположенной к северу и северо-востоку от массива Рай-Из на расстоянии 60—80 км, довольно мало выяснена. Согласно Баклунду, мы имеем здесь сильно метаморфизованную толщу осадков, собранную в складки, в южной части исследованной области простирающиеся меридионально, а также к NW—SE, а затем в истоках р. Ханема (Ханмея) изменяющие направление на широтное. Эти кристаллически сланцеватые породы пререзаны изверженными породами,

Таблица 8

№ по порядку		Кварц	Плагиоклаз	Ортоклаз	Роговая обманка	Биотит	Хлорит	Мусковит	Гранат	Эпидот	Цоизит и клиноцоизит	Титанит	Рутил	Магнетит	Апатит	Карбонаты	Пирит
1	Кварцитовый гнейс . . .	+	+			+	+	+		+			+				
2	Двуслюдистый альбито- вый гнейс	+	+			+		+		+		+	+	+	+		+
3	Гранатовый мезогнейс .	+	+	+				+	+	+		+					+
4	Роговообм.-гранатовый гнейс	+	+		+			+	+	+		+					
5	Гранатовый амфиболит .		+		+			+	+	+			+	+	+		+
6	Эпидот-альбитовый амфиболит	+	+		+			+				+	+	+			
7	Альбитовый амфиболит		+		+			+			+		+		+		
8	Эпидотовый амфиболит .	+	+		+				+			+		+	+		
9	Альбитовый амфиболит с гранатом		+		+			+	+	+		+			+		
10	Горнблендитовый эпи- дотовый амфиболит .	+	+		+			+	+	+		+		+			+
11	Хлорит-альбитовый амфиболит (говардит)		+		+			+	+		+	+		+	+	+	+
12	Хлорит-альбитовый амфиболит (празинит)		+		+	+	+	+		+		+	+	+	+	+	+
13	Хлорит-альбитовый гнейс	+	+		+	+	+		+		+		+	+	+	+	+
14	Эпидот-альбитовый гнейс	+	+		+			+	+	+		+		+			
15	Эпидотовый амфиболит	+	+		+		+	+			+		+		+	+	
16	Эпидот-альбитовый гнейс	+	+		+	+	+	+		+		+	+				+
17	Альбититовый амфибо- лит	+	+	+	+	+		+	+		+	+	+	+	+		+
18	Полосатый гнейс . . .	+	+		+				+	+	+	+	+				
19	Эпидот-альбитовый амфиболит		+		+			+		+		+					

имевшими состав тоналитов или кварцевых диоритов с сопровождавшими их лампрофирами. О них уже было сказано. Магматическими породами являются также и перидотиты.

По мнению автора амфиболиты района массива Рай-Из скорее следует отнести к вулканическим метаморфизованным породам, отвечающим силурийским и девонским эффузиям более южных областей Урала.

¹ Лабрадор.

Во всяком случае теперь эти породы представлены типичными кристаллическими сланцами. Минералогический состав их очень характерен, заставляя почти всех их отнести определенно к фашии альбитовых амфиболитов и зеленых сланцев. Тот ряд довольно разнообразных в деталях пород, которые описаны из этого района, может быть разбит на те же группы, которые устанавливаются в ближайших окрестностях массива Рай-Из, и в дальнейшем эту группировку мы примем за основную.

Минералогический состав типов, выделенных Баклундом, может быть сведен в виде табл. 8, где породы расположены в порядке их описания, отвечающем передвижению с юга на север.

Плагиоклаз во всех этих породах, за исключением № 15, является альбитом или олигоклаз-альбитом, реже олигоклазом. В эпидотовом амфиболите (№ 15) лабрадор. Роговая обманка в большинстве случаев с голубоватым оттенком, сильнее окрашена по $Ng, 2V = \text{около } -60^\circ$, но она меняет свои свойства. В породе № 3 указан циркон, в № 7 — апатит, в № 16 — гематит.

Структуры кристаллобластические, меняющие свой облик от количественных отношений минералов и их распределения. Тот же парагенезис минералов и структуры наблюдается и в породах ближайших окрестностей массива Рай-Из.

Общий петрографический облик пород зависит главным образом от относительного количества цветных и бесцветных минералов и от отношения количеств роговой обманки и хлорита. В некоторых случаях увеличивающееся содержание граната или эпидота придает породе особый вид. На этих основаниях и может быть произведена группировка этой серии метаморфических пород.

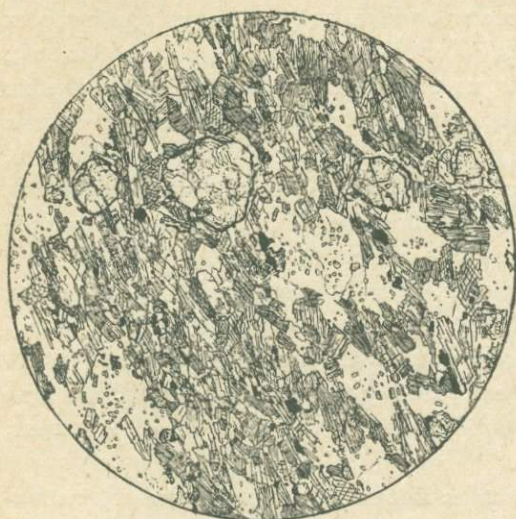
VI. ПОРОДЫ, ВСТРЕЧЕННЫЕ МЕЖДУ МАССИВОМ РАЙ-ИЗ И ГОРОЙ ГЕРД-ИЗ, И АМФИБОЛИТЫ ОБДОРСКИХ ГОР

1. Альбитовые амфиболиты

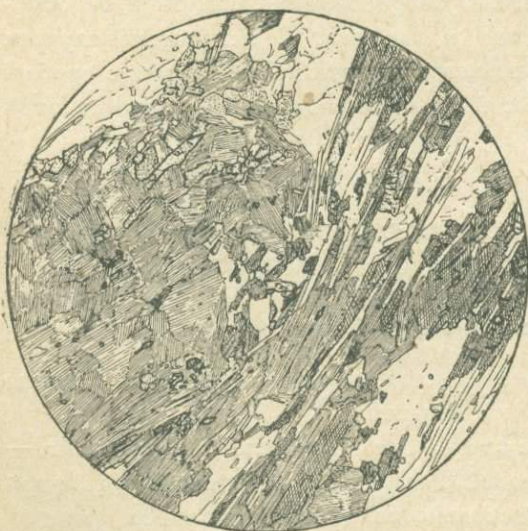
Макроскопически это темные кристаллически-сланцеватые породы амфиболитового облика с гранатом и эпидотом.

Минералогический состав. Главный минерал — амфибол — представлен зеленовато-синей роговой обманкой. Его окраска, так же как и другие оптические свойства, несколько колеблется; угол погасания от 16 до 20° , но в некоторых образцах до 10° ; $Ng - Np = \text{от } 0.015 \text{ до } 0.022$; $2V$ обычно колеблется в пределах от -50 до -65° , но наблюдались случаи, когда этот угол уменьшается до -30° . Оптическая ориентировка $NgNp$ совпадает с (010). Формы зерен призматические, иногда неправильные. Полевой шпат представлен альбитом с обычными свойствами, в некоторых случаях олигоклаз-альбитом. Характерна линзовидная форма более крупных зерен. Хлорит в некоторых образцах принимает суще-

ственное участие в составе породы. Он оптически положителен, с низкими цветами поляризации и может быть отнесен к группе пеннин-клинохлора.



Фиг. 17. Альбитовый амфиболит с гранатом. Гранат в виде порфиробластов. В крупных линзовидных зернах альбита включения мелких зернышек эпидота. $\times 30$.



Фиг. 18. Хлоритово-альбитовый амфиболит. Слева — крупное скопление хлорита; справа — роговая обманка; зерна эпидота (точки) и карбоната (черточки), главным образом среди хлорита. В небольшом количестве мусковит. $\times 30$.

Бесцветная слюда присутствует почти во всех образцах. Судя по более высокому двупреломлению и более низкому $2V$, чем у мусковита, можно думать, что слюда содержит примесь фенгитового компонента.

Эпидот — минерал распространенный, хотя встречается не во всех образцах, обыкновенно в виде небольших скоплений зерен. Оптическое исследование показывает некоторые колебания в составе. Гранат — в шлифе розовый — наблюдается в виде типичных порфиробластов только в более меланократовых типах. Кварц и карбонат входят в состав породы только в небольшом количестве и присутствуют не во всех образцах. Из аксессуарных минералов магнетит и титанит очень распространены, особенно в меланократовых типах; апатит крайне редок. В некоторых образцах породы присутствует рутил.

Структура. Вообще эти амфиболиты обладают гетеробластической структурой, иногда переходящей в порфиробластическую.

В зависимости от относительного количества минералов возникают различия структуры; в более лейкократовых имеем гранобластические типы, роговая обманка или хлорит придают облик немато- и лепидобластический.

Порфиробластами является, как обычно, гранат, иногда альбит (фиг. 17).

В текстуре иногда заметна особенность, заключающаяся в неравномерном распределении минералов по слоям. Кристаллизационная сланцеватость вообще совершенная.

Разновидности. По минералогическому составу и по деталям структуры можно выделить несколько различных типов, которые здесь мы только перечислим: 1) гранатовые альбитовые амфиболиты; 2) хлоритово-альбитовые амфиболиты (фиг. 18); 3) мусковитово-хлоритовые альбитовые амфиболиты; 4) эпидот-альбитовые амфиболиты и эпидозиты.

Химический состав. Химические анализы пород этой группы приведены в табл. 9 (в %).

Таблица 9

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	49.92	50.36	43.83	52.07	52.11
TiO ₂	1.68	1.18	1.97	1.40	1.95
Al ₂ O ₃	15.13	16.90	12.66	17.46	13.13
Fe ₂ O ₃	4.14	2.22	13.16	7.49	5.19
FeO	10.00	7.63	9.45	3.24	9.82
MnO	0.06	0.12	0.21	0.15	0.15
MgO	5.65	3.96	6.02	4.95	6.45
CaO	7.44	7.40	8.36	9.06	6.44
Na ₂ O	3.84	4.28	2.07	2.83	2.98
K ₂ O	0.52	1.22	0.40	0.19	0.50
H ₂ O ⁺	1.59	3.65	1.38	1.07	1.63
H ₂ O ⁻	0.04	0.09	0.05		
P ₂ O ₅	сл.	0.40	0.04	0.06	0.045
CO ₂	—	—	сл.	0.46	0.19
S	—	—	0.08	0.04	0.06
	100.1	99.41	99.63	100.47	100.86 (?)

Примечание. I — гранатово-альбитовый амфиболит, массива Рай-Из; II — хлоритовый альбитовый амфиболит, там же; III — гранатовый амфиболит, Обдорские горы; IV — эпидотовый амфиболит, там же; V — альбитовый амфиболит, там же.

2. Гранатовый мезогнейс с перевала рр. Ханема (Ханмея) и Харава

Между типичными амфиболитами, примеры которых приведены выше, и гнейсами имеются переходные разновидности пород. К числу таких можно отнести, между прочим, гранатовый мезогнейс с перевала рр. Ханема (Ханмея) и Харава, описанный Баклундом.

Минералогический состав. Полевой шпат представлен частью ортоклазом, частью альбитом и олигоклазом. Кварц является существенным минералом. Темные минералы представлены хлоритом и гранатом в виде порфиробластов, присутствуют также эпидот с $2V = -62^\circ$ и мусковит. Примеси — титанит, апатит, пирит; замечен циркон. Структура отличается сильным развитием пойкилобластических прорастаний и отчетливой сланцеватостью (ленты мусковита).

Химический состав породы (в %):

SiO ₂	56.24
TiO ₂	0.82
Al ₂ O ₃	19.05
Fe ₂ O ₃	5.41
FeO	5.23
MnO	0.20
MgO	2.99
CaO	2.08
Na ₂ O	1.88
K ₂ O	3.34
H ₂ O ⁺	3.0
H ₂ O ⁻	
P ₂ O ₅	0.11
CO ₂	0.29
Cl	0.02
S	0.02
	100.68

3. Хлоритово-роговообманковые альбитовые гнейсы

(Хлоритовые и эпидот-альбитовые гнейсы)

Эти породы переслаиваются в массиве Рай-Из с амфиболитами и связаны с ними переходами. Они представляют довольно светлые кристаллические сланцы; макроскопически часто очковая текстура. Некоторые породы Обдорских гор также относятся в эту группу.

Минералогический состав. Кварца в породе довольно много, но его трудно по внешнему виду под микроскопом отличить от альбита, лишенного обычных двойников. Альбит является единственным полевым шпатом, присутствующим в породе. Двойники его редки. Роговая обманка представлена двумя, может быть, тремя видами: 1) зеленовато-синяя роговая обманка, такая же как в амфиболитах; 2) в некоторых зернах такой роговой обманки в средней их части бурые пятна; в некоторых образцах такая бурая роговая обманка преобладает; она отличается большим углом погасания, более значительным дупреломлением и большим углом $2V$; 3) иногда бурая роговая обманка окружена тонкими каемочками зеленого амфибола, которые трудно исследовать вследствие их тонкости. Хлорит такой же, как в альбитовых амфиболитах, но в несколько большем коли-

честве. Мусковит в различном количестве присутствует во всех образцах в довольно крупных пластинках. Кроме этих главных минералов в породе присутствуют эпидот, гранат, титанит, магнетит, рутил, кальцит, апатит. Их формы похожи на те, что в амфиболитах, и не обнаруживают каких-либо особенностей, заслуживающих упоминания.

Структура и разновидности. Структура рассматриваемых пород вообще гранобластическая; нередко пойкилитовые прорастания. В некоторых образцах заметны следы катаклаза. Разновидности породы могут быть установлены по относительному количеству того или иного цветного минерала. Такие типы наблюдались: 1) роговообманковые альбитовые гнейсы, 2) хлоритово-альбитовые гнейсы, 3) хлоритово-роговообманковые гнейсы с эпидотом и мусковитом (фиг. 19), 4) тонкосланцеватые породы с хлоритом и мусковитом, богатые мелкими зернами граната.

К этим породам ближайших окрестностей массива Рай-Из примыкают породы Обдорских гор: 5) хлоритово-альбитовые гнейсы, 6) эпидот-альбитовые гнейсы и отчасти 7) хлоритово-альбитовые амфиболиты.

Химический состав (в %) типичного хлоритово-роговообманкового альбитового гнейса массива Рай-Из представлен в колонке I, породы Обдорских гор в колонках II и III (табл. 10).



Фиг. 19. Альбитовый гнейс с мусковитом, роговой обманкой (перекрещивающаяся штриховка) и эпидотом (точки). Мелкие зернышки группами среди альбитовых зерен — эпидот. $\times 30$.

4. Мусковитово-альбитовый гнейс

Это светлая гнейсовидная порода с блестящими на плоскостях сланцеватости пластинками светлозеленоватого мусковита. Текстура часто очковая, иногда плейчатая.

Минералогический состав и микроструктура. Порода состоит из тех же минералов, как предыдущие типы, но в других соотношениях. Хлорит исчезает, роговая обманка находится в ничтожном количестве. Кроме того, появляется микроклин, иногда с пертитовыми вростками. Текстура гранобластическая или лепидобластическая.

Таблица 10

	I	II	III
SiO ₂	61.85	60.97	68.44
TiO ₂	0.76	1.46	0.40
Al ₂ O ₃	17.32	10.35	15.82
Fe ₂ O ₃	1.53	2.23	1.83
FeO	3.31	7.07	2.12
MnO	0.06	0.19	0.11
MgO	2.31	5.14	1.30
CaO	4.63	3.32	2.96
Na ₂ O	4.19	3.19	4.86
K ₂ O	2.64	0.59	1.21
H ₂ O ⁺	1.55	2.39	1.25
H ₂ O ⁻	—	0.36	—
P ₂ O ₅	—	1.12	0.10
CO ₂	—	0.95	0.28
S	—	0.38	0.036
	100.15	99.71	100.72

5. Двуслюдяной альбитовый гнейс

Эта порода с р. Ханема (Ханмея, Обдорские горы) несомненно примыкает к предыдущей, будучи похожа на нее и по внешнему виду и по микроструктуре. В минералогическом отношении, главным образом, отличается присутствием биотита, и в ней не указывается микроклин.

6. Аплитовидные гнейсы

Среди альбитовых амфиболитов и роговообманково-хлоритовых гнейсов, развитых к северо-востоку от массива Рай-Из, залегают, повидимому, согласно гранитоидные породы, очень светлые, похожие на аплиты.

Минералогический состав этих пород очень прост. Они состоят из альбита, микроклина, кварца; небольшая примесь мусковита; как акцессорные попадают апатит, иногда эпидот.

Текстура. Макроскопически обнаруживает следы сланцеватости, вследствие субпараллельного расположения пластинок мусковита. Под микроскопом текстура гранулитовая.

Химический состав породы следующий (в %):

SiO ₂	75.56
TiO ₂	сл.
Al ₂ O ₃	13.49
Fe ₂ O ₃	0.27
FeO	0.56
MnO	0.01
MgO	0.13
CaO	0.69
Na ₂ O	3.80
K ₂ O	5.52
H ₂ O ⁺	0.27
P ₂ O ₅	0.05
	100.35

7. Эгиринсодержащий биотитовый гранито-гнейс

Эта интересная порода залегает в таких же условиях, как предыдущая. Она обладает розовым цветом с различными черными пластинами биотита и призмочками другого неопределимого цветного минерала. Текстура гнейсовидная.

Минералогический состав и микроструктура. Под микроскопом видно, что порода состоит из альбита, микроклина, кварца, биотита, более или менее хлоритизированного, и эгирина; акцессорные — циркон, магнетит или ильменит и апатит. Эгирин в виде не очень удлиненных призматических плохо образованных кристаллов, обнаруживающих характерные цвета плеохроизма. Угол погасания доходит до 60°; 2 V = около 85°. Текстура гранулитовая гетеробластическая. Некоторые зерна альбита и микроклина более крупных размеров. Цветные минералы в субпараллельном расположении.

8. Кварцитовый гнейс с р. Ханема (Ханмея)

Несколько своеобразный тип представляет кварцитовый гнейс, описанный Баклундом. Это кристаллически сланцеватые, очень богатые кварцем породы светлосерого цвета с розовым оттенком, состоящие из кварца, кислого плагиоклаза и подчиненного количества хлорита, мусковита, биотита, эпидота и граната. Примесь рудного минерала, рутила и апатита. Порода пересекается жилками, проходящими под острым углом к общей сланцеватости, иногда сильно изгибающимися и состоящими из полевого шпата с кварцем; в более тонких кварц преобладает.

Химический состав кварцитового гнейса следующий (в %):

SiO ₂	79.38
TiO ₂	0.49
Al ₂ O ₃	10.61
Fe ₂ O ₃	1.91
FeO	1.68
MnO	0.04
MgO	0.95
CaO	1.54
Na ₂ O	1.98
K ₂ O	0.55
H ₂ O ⁺	1.03
H ₂ O ⁻	0.04
P ₂ O ₅	0.08
S	0.07
	100.35

VII. МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ БЛИЖАЙШИХ ОКРЕСТНОСТЕЙ МАССИВА РАЙ-ИЗ

1. Эпидот-хлоритово-альбитовые сланцы, встреченные к западу от массива Рай-Из

Немногие образцы этих пород в общем обнаруживают большое сходство с породами, развитыми по другую сторону перидотитового массива. Они обладают кристаллобластической структурой, но более мелкозернистой. Из особенностей минералогического состава можно отметить замену в изученных образцах зеленовато-синей роговой обманки бледно-зеленым актинолитом. Количественный минералогический состав обнаруживает значительные колебания, позволяющие выделить несколько различных типов.

2. Порфиroidные катакластические гнейсы

Эти лейкократовые породы иногда порфиroidные, состоящие из кварца и щелочного полевого шпата, главным образом альбита, а также примесей хлорита, эпидота, серицита, залегают небольшими массами, согласно со вмещающими породами. Текстура всегда катакластическая.

3. Зеленые сланцы, развитые вдоль северной окраины массива Рай-Из

На пути вдоль северной окраины перидотитового массива были встречены зеленые сланцы, чередующиеся с более или менее измененными осадочными породами. Минералогический состав зеленых сланцев позволяет отнести их к зеленокаменной фации метаморфических пород; они образованы альбитом, кварцем, хлоритом, амфиболом, эпидотом

и другими минералами, характерными для этой фации. Макроскопически зеленые сланцы массива Рай-Из обнаруживают сланцеватость в разной степени; под микроскопом структура их кристаллобластическая, но нередко еще сохранившиеся остатки текстуры первоначальной породы. Были встречены даже породы с явно сохранившейся структурой диабазов и порфиритов, но совершенно утратившие первичный минералогический состав.

В деталях структура пород данной группы настолько разнообразна, что трудно дать общую характеристику. Как общие признаки, здесь могут быть указаны такие особенности: породы эти, обыкновенно тонкозернистые, представляют сланцеватый агрегат из волокон и пучков актинолитовой роговой обманки, чешуек хлорита, зерен эпидота и цоизита, переходящих в тонкозернистые клочья, и из бесцветных минералов альбита и кварца. Характерной особенностью является облик актинолита, в виде тонких волокон и пучков и относительная мелкозернистость породы. Этими признаками породы рассматриваемой группы отличаются от гнейсовидных пород, развитых к северо-востоку от массива Рай-Из.

*Общее замечание о кристаллических
и метаморфических сланцах окрестностей массива Рай-Из*

Как мы видели, минералогический состав всех этих пород довольно однообразен, несмотря на различия в составе и структуре. Все они относятся к фации зеленых сланцев или, как может быть лучше ее назвать, фации зеленокаменных пород. К северу от массива Рай-Из, среди толщ этих пород, чередующихся здесь с низменными осадочными породами, мы видели остатки пород вулканических — диабазов и порфиритов. По этому признаку и общему облику эти породы напоминают породы вулканической силурийско-девонской толщи более южных областей Урала. Может быть то же происхождение можно приписать и сильнее измененным породам, развитым к северо-востоку от массива Рай-Из.

VIII. ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ

Осадочные породы, изученные около массива Рай-Из, главным образом были встречены по р. Южной Соби, ниже выхода ее из гор. Они представлены здесь филлитами, среди которых встречаются прослой псаммитов и карбонатных пород, затем кремнистыми сланцами и кварцитовыми сланцами.

Минералогический состав. Ограничимся кратким перечнем минералов осадочных пород ближайшего района, примыкающего к массиву Рай-Из, которые более подробно изучены. Кварц встречается в следующих формах: 1) как обычная составная часть филлитов в очень мелких зернышках; 2) в песчинках псаммитов и псаммитовых филлитов

размером 1.2 мм, 0.5 мм, редко до 1 мм; 3) как вторичный кварц в мелких зернышках прослойками и жилочками; 4) как кварц, образующий кварцитовые сланцы и кварциты, в полигональных зернах, иногда зубчатых. Серицит и мусковит являются существенными минералами филлитов. Хлорит частично замещает слюду. Углистое вещество является существенной примесью в филлитах, исчезая в псаммитовых и карбонатных породах. Карбонаты представляют довольно распространенную примесь в филлитах р. Южной Соби; в некоторых прослоях он является главным минералом, представляет главным образом доломит. Полевой шпат находится в псаммитовых филлитах в виде обломков, представляет главным образом альбит, редко микроклин. Актинолитовая роговая обманка наблюдалась в виде тонких иголок, вросших в кварце. В одном из образцов был встречен гранат в зернышках не более 0.05 мм. Минералы группы эпидот-цоизита в скоплениях очень мелких зернышек также являются минералами редкими. Кроме того были встречены рутил, магнетит, пирит, и как случайные, — циркон и сфенопатит.

Типы пород осадочной толщи в окрестностях массива Рай-Из

1. Филлиты и сланцы этого района довольно типичны. Разнообразие минералогического состава и текстуры зависит, главным образом, от примеси различных зернышек кварца, также от количества углистого вещества и окраски. 2. Кварцитовые сланцы, встречающиеся прослоями в филлитах, обладают тонкозернистой гранобластической текстурой. В одном из них попались микролиты граната. 3. Кремнистый сланец — зеленовато-серая яшмовидная порода под микроскопом обнаруживает следы скорлуп радиолярий, заполненных кварцем, прорезана тонкими жилочками кварца с примесью альбита и доломита. 4. Псаммитовые филлиты представляют филлитовые породы с более или менее значительной примесью кластического псаммитового материала, переходя в некоторых прослоях в настоящие псаммиты (песчаники и аркозы) и распадаясь, таким образом, на две группы.

ЛИТЕРАТУРА

- Алешков А. Н. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Мат. Комисс. экспед. исслед. Акад. Наук. 1929.
 Баклунд О. О. Горные породы Полярного Урала и их взаимные отношения. Зап. Акад. Наук, XXVIII, № 2. 1912.
 Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Изд. Главн. Геол.-развед. объед. 1932.

Г. Л. ПАДАЛКА

ЗАПАДНАЯ ПОЛОСА ПОРОД ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВОЙ ФОРМАЦИИ УРАЛА

ВВЕДЕНИЕ

На Урале, как известно, имеется две больших полосы пород габбро-перидотитовой формации: западная и восточная. Первая известна как платиноносная, так как с породами ее связаны крупные месторождения платины, а вторая является неплатиноносной, с нею связаны месторождения хрома, асбеста и др.

В настоящей статье дается сжатая сводная петрография западной (платиноносной) полосы пород габбро-перидотитовой формации Урала, написанная по следующему плану.

Вначале дается краткая геология названной полосы, далее довольно подробно разбирается петрография „больших интрузий“, составленная главным образом по работам Л. Дюпарка и Н. К. Высоцкого; затем следует петрография „малых интрузий“, написанная главным образом по работам Г. Л. Падалка, и, наконец, следует краткая петрография пород, вмещающих габбро-перидотитовые интрузии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Породы габбро-перидотитовой формации разбираемой полосы с петрографической стороны изучены очень хорошо, благодаря детальным работам Н. К. Высоцкого, Л. Дюпарка, Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, А. Н. Заварицкого, Е. П. Молдаваницева, Г. Л. Падалка и др. Довольно много сделано по изучению формы и залегания габбро-перидотитового комплекса, но в части стратиграфического положения и внутренней структуры его данных недостаточно.

Породы платиноносной габбро-перидотитовой формации расположены в водораздельной зоне Уральского хребта и проходят в виде полосы, шириною от 10 до 30 км, протягивающейся на 700 км между меридианами 59 и 60° в. д., от 56 до 62° с. ш. Названная полоса довольно прямолинейна, она придерживается меридиана 60° и только у Конжаковского Камня отходит до меридиана 59°.

Подробные исследования показали, что эта полоса на указанном протяжении имеет лишь небольшие перерывы, разбивающие полосу на ряд звеньев (массивов), располагающихся цепочкой, тянущейся в меридиональном направлении. Основных звеньев-массивов шесть, которые с юга на север идут в такой последовательности: Ревдинский, располагающийся на широте г. Свердловска, к юго-западу от последнего, далее идет Тагильский, куда входит и Баранча, далее идет Качканаро-Конжаковский, Денежкинский, за ним Чистопский и, наконец, Ялпинг-Нер. Наиболее крупными массивами являются Качканаро-Конжаковский и Тагильский, причем первый сильно преобладает над вторым. Кроме этих массивов имеются другие, более мелкие, о которых будет сказано ниже.

Наибольший перерыв находится между Ревдинским и Тагильским массивами; он выражается, примерно, в 50 км, причем на этом протяжении встречаются мелкие тела той же формации. Длина Ревдинского массива около 70 км, а ширина до 20 км. Длина Тагильского массива около 100 км, а ширина до 20 км. Перерыв между Тагильским и Качканаро-Конжаковским массивами выражен приблизительно в 30 км, при этом на указанном протяжении опять-таки встречаются мелкие тела той же формации.

Длина Качканаро-Конжаковского массива около 150 км, а ширина до 30 км. В промежутке между последним массивом и Денежкинским, длиной около 50 км, расположено два небольших массива; Княспинский, 8×8 км, Баронский, около 18×18 км, и несколько мелких тел, 2×2 и 2×3 км.

Длина Денежкинского массива около 30 км, а ширина до 12 км. В промежутке между последним и Чистопским массивом, длиной около 85 км, на широте Ивделя располагается небольшое тело, длиной около 23 км и шириной около 3 км. Длина Чистопского массива около 55 км и ширина до 15 км. К северу от последнего массива с перерывами встречаются большие тела, а возле р. Северной Сосвы располагается массив Ялпинг-Нер, отстоящий от Чистопского массива на расстоянии около 45 км. Длина Ялпинг-Нер около 50 км, а ширина около 5—9 км. Этим массивом и заканчивается на севере основная полоса описываемых пород.

Геологические исследования, а также данные гравиметрических исследований, произведенных в 1924 г., позволяют более или менее твердо остановиться на лакколитообразной форме массивов, но не решают вопроса о том, являются ли эти массивы частями одного громадного лакколита, или же они представляют ряд лакколитов, корни которых уходят в один и тот же глубинный очаг. Весьма возможно, что последнее ближе к истине, но в той же степени возможно, что некоторые мелкие тела на той или иной глубине соединяются в массивы более значительной величины. Розрозненность таких тел на выходах, вероятно, объясняется неровным характером поверхности больших массивов, лишь вскрытых эрозией.

Все указанные выше массивы, как было упомянуто, относятся к единому изверженному комплексу, причем внедрение пород произошло в один

геологический период, но возможно в несколько фаз. Время интрузии до сих пор остается невыясненным; большинство исследователей определяют его как девон — начало карбона. Характерна приуроченность массивов к границе двух толщ, метаморфической на западе и зеленокаменной на востоке. Первая образована главным образом из осадочных пород с подчиненными эффузивами, а вторая, наоборот, состоит главным образом из эффузивов с подчиненными осадочными породами. Массивы в основном располагаются в зеленокаменной толще, причем в южной половине описываемой полосы с запада к массивам подходят в непосредственный контакт породы метаморфической толщи, а в северной части полосы непосредственным контактом является зеленокаменная толща, которая в виде узкой полосы проходит между метаморфической толщей и массивами и слагает площади в промежутках между последними.

Возраст метаморфической толщи не установлен и условно относится к докембрию и нижнему палеозою. Возраст зеленокаменной толщи определяется как верхний силур и девон (S_2 — D_2 , и даже D_3).

Породы той и другой толщ изменены, причем совершенно определенно замечается гораздо более сильное изменение по западную, чем по восточную сторону габбро-перидотитовых массивов, т. е. усиление метаморфизма идет к осевой части Уральского хребта.

Породы у западного контакта массивов либо стоят вертикально, либо круто падают в сторону массивов; лишь в редких случаях они круто падают в обратную сторону. Породы у восточного контакта массивов падают к востоку. Таким образом западные части массивов мы должны рассматривать как основание, а восточные — как верхние части лакколитов, причем последние являются наклоненными к востоку.

Удивительной особенностью массивов габбро-перидотитовой формации является закономерность в распределении многообразных пород, выдерживающаяся с поразительной правильностью на протяжении всей описываемой полосы.

Наиболее распространенными породами в разбираемом комплексе являются основные (группа габбро), гораздо менее развиты средние (группа диорита) и ультраосновные (дуниты, пироксениты) породы; в небольшом же количестве и лишь местами встречаются кислые породы (гранодиориты и граниты). В общем между всеми этими породами, от дунита до гранита, ясно выражены переходы, почему мы имеем основание рассматривать их как единый плутонический комплекс, образовавшийся в основном в результате кристаллизационной дифференциации магмы состава габбро. Геологические наблюдения показывают, что застывание этих пород происходило неодновременно, что между породами разного состава были некоторые перерывы во времени, что особенно отчетливо выражено между основными и кислыми породами. Последние во многих местах прорывают более основные и образуют типичные гибриды. Иногда имеются и обратные отношения, например, внедрение дунитов в габбро и пр. Местами отношения пород

весьма сложны, но все это не дает основания рассматривать породы этого комплекса как разные и независимые формации. Это, возможно, указывает на предварительную дифференциацию магмы на глубине и внедрение разных порций ее в поверхностные части земной коры, где происходила основная дифференциация магмы.

Следует подчеркнуть, что диориты и гранодиориты часто имеют атакситовую текстуру, обусловленную наличием меланократовых ксенолитов, находящихся в породах состава гранодиорита, сиенито-диорита и габбро-диорита. Такие породы встречаются во многих местах, но особенно хорошо развиты в районе Денежкина Камня, где они занимают полосу до 2 км шириною и располагаются у восточного края габбро-перидотитового массива (17).¹

Изучение пород с атакситовой текстурой приводит к заключению (17, 11), что комплекс средних и кислых (гранодиориты) пород возник в результате самостоятельной интрузии кислой (гранодиоритовой) магмы, воздействовавшей на уже твердые основные породы (габбро), образовав серию гибридных пород. На ряду с этим аналогичные им гибридные породы образовались, вероятно, путем ассимиляции кислой магмой пород кровли, которыми являлись главным образом диабазы и порфириты.

Характерно, что граниты встречены в сущности только в Тагильском районе, причем они имеют особенности как по форме залегания, так и по составу. Они встречаются в виде мелких тел, неправильно распределенных главным образом среди диоритов и реже среди габбро, и располагаются у восточного края массива. Местами они располагаются во вмещающих породах, к востоку от габбро-перидотитового комплекса. Местами форма их ясно выраженная жильная. Граниты нередко имеют атакситовую текстуру, хотя и слабо выраженную. Особенностью минералогического состава их является бедность цветными компонентами и наличие микропегматита, в зависимости от чего им даны названия: аплитовидные граниты и пегматитовые граниты.

По составу они довольно разнообразны и меняются от плагиогранитов через граниты до микропегматитов. Повидимому, они произошли из остаточной магмы, внедрившейся в ранее застывшие части комплекса более основного состава — диориты, габбро, и образовались несколько раньше жильных пород. Эти граниты как по геологическим условиям, так и по составу значительно отличаются от больших гранитовых тел массивов Урала.

В расположении пород различного состава замечаются нижеследующие закономерности:

1. Основность пород понижается с запада на восток, у западной окраины массивов располагаются дуниты и пироксениты, а у восточной диориты, гранодиориты и граниты.

¹ Цифра в скобках (курсивом) обозначает номер списка литературы, помещенного в конце статьи.

2. Основность широкого пояса габбровых пород подчиняется той же закономерности — на западе более основные, а на востоке более кислые разновидности.

3. Дуниты залегают у западной окраины, причем они либо непосредственно контактируют с вмещающими породами, либо отделены от последних неширокой полосой габбро; дуниты образуют массивы, площадью от 1 до 28 кв. км; всех дунитовых массивов 10, располагающихся с юга на север в таком порядке: Омутнинский (2.5 кв. км) в Ревдинском массиве; Тагильский (28 кв. км) в Тагильском массиве; Светоборский (12 кв. км), Вересовоборский ($7\frac{1}{2}$ кв. км), Вересовский ($7\frac{1}{2}$ кв. км), Кытлымский ($2\frac{1}{2}$ кв. км), Сосновский (11 кв. км) и Конжаковский (1 кв. км) в Качканаро-Конжаковском массиве; Гладкая сопка ($1\frac{3}{4}$ кв. км) в Баронском массиве и, наконец, Желтая сопка (8 кв. км) в Денежкинском массиве.

4. Дунитовые тела имеют более или менее правильную овальную форму и окружены поясом пироксенитов, который то сплошной, то прерывистый.

5. Пироксениты развиты то более или менее равномерно вокруг дунитов, уступая им по площади, то сильно преобладают над последними и располагаются то с западной, то с восточной стороны дунитов.

Нередко пироксениты слагают большие площади среди габбро, причем среди них дуниты либо совсем не встречаются (Баранча), либо встречаются в совершенно ничтожном количестве (Качканар).

6. Габбро-перидотитовые массивы имеют куполообразную форму, в которых дунит занимает центральную и нижнюю часть, пироксенит вышележащую периферическую, а габбро — периферическую наружную. Кислые же породы располагаются в самой верхней части куполов, в виде изолированных участков. Иногда такая простая схема усложняется расположением ультраосновных пород в разных местах габбровой зоны, как бы приходящихся на разных уровнях последней.

7. Последовательность застывания комплекса такова: дунит, пироксенит, габбро, диорит, гранит; местами имеются отклонения и усложнения, не нарушающие в общем указанного выше порядка кристаллизации.

Следует отметить еще одну особенность габбро-перидотитовых массивов, а именно размещение жильных пород в дунитах. Габбро-перидотитовый комплекс богат разнообразными жильными породами, изменяющимися по составу от ультраосновных до кислых, богатых кремнеземом. Изучение дунитовых массивов показало, что только в одном Тагильском массиве жильные породы отсутствуют, во всех же других они многочисленны и разнообразны: жильные пироксениты, иситы, габбро-пегматиты, плагиоаплиты, альбититы, пегматиты и некоторые другие. Изучение жильных пород дало основание проф. А. Н. Заварицкому (6) высказать такое соображение: „Образование жильных пород дунитовых массивов связано с проникновением в них подвижной пегматитовой магмы, реагировавшей на вмещающую породу и дававшей начало продуктам реакции, значительно

отличающимся по составу от первоначальной магмы. Эта магма, представляющая последние продукты кристаллизации всего комплекса, проникала в дунит по трещинам из более высоких, еще не вполне застывших частей массива, а эти трещины локализовались в верхних и притом апикальных частях дунитовых куполов. Образующиеся таким образом тонкие жилки секущих дунит пород не проникали глубоко внутрь массива; они сохранились там, где эрозия не захватила глубоко его массу. В Тагильском районе эти части смыты. Отсутствие жильных пород в нем есть следствие более глубокого размыва; с этим же связана и более широкая площадь обнажения, отвечающая более низким сечениям такой расширяющейся книзу массы.

Кроме описанных массивов имеются габбро-перидотитовые тела иного типа как по форме залегания, величине, так и по количественному соотношению слагающих эти тела пород. В противоположность первым „большим интрузиям“, эти последние по их малой величине можно назвать „малыми интрузиями“.

Эти интрузии расположены в метаморфической толще, в некотором расстоянии от полосы „больших интрузий“.

Они отчетливо выражены во 2-й Вагранской даче, в районе Денежкина Камня и севернее последнего, вплоть до массива Ялпинг-Нер. По всей вероятности они встречаются и севернее последнего массива и южнее Вагранской дачи, но в литературе это не отражено достаточно ясно, вследствие чего мы приведем характеристику их по указанным выше районам.

„Малые интрузии“ представлены согласными залежами, жилами, и реже неправильными интрузивными массами. Эти тела, повидимому, приурочены к тектонической зоне, проходящей в расстоянии от 2 до 15 км от „больших интрузий“ и придерживающейся примерно западной границы последних. Вдоль названной зоны располагается ряд мелких тел, распределенных в ряд общего меридионального направления, причем в некоторых местах они повторяются вкрест простиранья зоны, т. е. образуется не один, а несколько рядов. Таким образом названные тела можно объединить в полосу „малых интрузий“, общие характерные черты которых будут следующие:

1. Общая протяженность полосы „малых интрузий“ свыше 250 км. Ширина ее большею частью $\frac{1}{2}$ —1 км, реже до 5 км.

2. Величина тел различная и меняется от очень мелких до 13 км длиной при ширине до $1\frac{1}{2}$ км, а между рр. Ивделем и Тошемкой до 40 км длиной при ширине от $\frac{1}{2}$ до 3 км.

3. Форма тел большей частью плоская линзовидная, но нередко типичная жилообразная. Вполне естественно допустить, что некоторое уплощение тел связано с позднейшей тектоникой, в результате чего происходило вытягивание тел в меридиональном направлении.

4. Породы описываемой зоны относятся также к габбро-перидотитовой формации, но с иным количественным и пространственным распределением различных представителей.

5. В данной зоне нет кислых и даже средних пород, но сильно развиты перидотиты, которые по площади сильно преобладают над габбро.

6. Господствующими породами зоны являются перидотиты, габбро им уступают, а дуниты и пироксениты имеют совершенно подчиненное значение.

7. Все эти породы сильно изменены под влиянием динамо-термального метаморфизма, и возможно, под воздействием постмагматических процессов той же интрузии. Габбро рассланцованы и изменены в габбровые и роговообманковые сланцы. Перидотиты, пироксениты и дуниты превращены в змеевики или сильно озмеевикованы.

8. Северные тела были сложены почти исключительно перидотитами при совсем незначительном развитии габбро и еще меньшем участии дунитов и пироксенитов.

9. Южные тела (южнее р. Ваграны) сложены, наоборот, почти только габбро, а ультраосновные породы являются исключением.

10. Основные породы были представлены главным образом нормальными габбро, а оливиновые — перидотитами типа гардбургитов и верлитов, причем первые, повидимому, являлись преобладающими.

11. Характерно, что многие перидотиты были бедны пироксеном, вследствие чего их можно было бы отнести к перидотитам, близким к дуниту. Дуниты содержали незначительное количество пироксена, причем в разностях, бедных пироксеном, а также и во многих перидотитах совершенно невозможно сказать, какой был пироксен — ромбический или моноклинный.

12. Редко встречаются змеевики, которые можно производить из дунитов и оливинитов. Форма этих пород близка к штокообразной, местами жильной.

13. В тех местах, где совместно встречаются основные и ультраосновные породы, замечается в общем концентрическое расположение, аналогичное тому, какое наблюдается в платиноносных массивах.

14. Породы данной зоны образованы путем внедрения перидотитовой и габбро-перидотитовой магмы, т. е. к моменту внедрения уже произошло обособление ультраосновной магмы, богатой Mg и Fe, менее богатой Ca и весьма бедной Al, т. е. такого состава, который дал оливиновые породы.

Придерживаясь общепринятой точки зрения о происхождении оливиновых пород путем кристаллизационной дифференциации магмы типа габбро, мы естественно должны допустить дифференциацию на глубине, расплавление оливиновых пород и подъем вновь возникшей магмы и внедрение ее в эффузивно-осадочную толщу. Одновременно с этим был подъем возможно еще незастывшей габбровой магмы и внедрение ее в ту же толщу, причем место для внедрения было подготовлено тектоникой, в виде зоны разлома.

После внедрения если и происходила дифференциация, то главным образом в более крупных по размерам габбровых телах, в которых, возможно, таким образом обособились ультраосновные участки (например в Кривском Чурке).

15. Для змеевиковой зоны характерно развитие большого количества жильных пород, особенно обильных в змеевиковом массиве Елминской сопки. Замечательной особенностью их является большая частота. Нередко на 100-метровой полосе проходит до 10 жил, мощностью 1—2 м. Часто жилы разделяются всего лишь $\frac{1}{2}$ —1 м мощностью змеевика. Жильные породы представлены хлорито-гранатовыми, везувиано-гранатовыми, пироксено-гранатовыми и другими, образованными из пироксенитов и из пород типа габбро и диабазы.

16. По петрографическим особенностям и по особенностям количественного и пространственного распределения различных представителей габбро-перидотитовой магмы малые интрузии более близки к габбро-перидотитовым породам восточной зоны Урала, чем к пластиноносным массивам Урала.

17. Весьма важный и интересный вопрос о возрасте малых интрузий и об отношении их к большим интрузиям габбро-перидотитовых пород остается неразрешенным. У нас нет данных утверждать, что эти интрузии одновременны, также мы не можем сказать, какая из них моложе, а какая древнее. Возможно, что малые интрузии по возрасту ближе к габбро-перидотитовым телам восточной зоны Урала, взаимоотношение которой с платиноносными массивами не выяснено.

ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

I. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ БОЛЬШИХ ИНТРУЗИЙ

1. Дуниты

Во всех указанных выше массивах дуниты довольно однообразны. Лишь местами, например на Конжаковском Камне, встречаются разновидности, отличающиеся от обычных более светлой окраской — светлоспаржево-зеленой.

Разновидности обычного светлого дунита представлены компактными более или менее тонкозернистыми породами, окрашенными в темно-оливково-зеленый цвет. На свежем изломе они обладают стекляннм или смоляным блеском, причем тонкие осколки в краях просвечивают зеленоватым цветом. Простым глазом почти всегда можно заметить мелкую вкрапленность хромита в виде многочисленных черных с жирным блеском октаэдрических кристаллов. Хромит распределен вообще довольно равномерно, но местами образует сгущения, вплоть до сплошных шлиров разной формы и величины. Хромит особенно отчетливо виден на корке выветривания.

Дуниты довольно легко выветриваются, в результате чего на выходах всегда покрыты характерной коричнево-бурой, а иногда кирпично-красной коркой, толщина которой обычно измеряется $\frac{1}{2}$ —1 см, но иногда больше. Эта корка образуется в результате разложения серпентинизированного оливина и превращения его в смесь лимонита, карбонатов магния и кальция, водного кремнезема и сохранившегося в большем или меньшем количестве серпентина. Анализ корки выветривания показывает несколько повышенное содержание Fe_2O_3 , SiO_2 и CO_2 и пониженное содержание FeO и иногда H_2O в сравнении со свежими разностями дунита.

Текстура дунитов массивная, но в выветренных частях часто шаровая или эллипсоидальная.

Минералогический состав дунитов выражается в сущности двумя минералами: оливином — главной первичной составной частью, и хромитом — характерным второстепенным компонентом. В нормальном дуните оливина 97—99%, а хромита 1—3%.

Акцессорными минералами являются платина и металлы, связанные с ее группой (осмистый иридий, ферроплатина, палладий, родий, золото, никель и медь).

Случайным минералом является моноклинный пироксен (диопсид), встречающийся главным образом в периферических частях массивов.

Вторичные минералы: серпентин, лимонит, карбонаты (главным образом магнезит), опал и халцедон; очень редко встречается вторичная тремолитообразная роговая обманка, образованная за счет оливина. Из вторичных минералов преобладающим является серпентин, количество которого в обычных разностях дунитов нередко достигает 50% и даже больше.

Оливин встречается в виде изометричных зерен, размеры которых колеблются от 0.5 до 2 мм в диаметре.

Оптические константы оливина: $N_g - N_p = 0.035 - 0.038$; $2V = +83 - +87^\circ$.

Химический состав оливина может быть выражен формулами: $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 8\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ и $\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + 11\text{Mg}_2\text{SiO}_4$, причем чаще последней.

Хромит встречается в виде зерен обычно от 0.1 до 0.3 мм и как исключение до 2—5 мм в диаметре. В проходящем свете хромит непрозрачен и в единичных случаях просвечивает темнокоричневым цветом. Распределение его либо равномерное, либо шлировое. В последнем случае он компактен и кажется сплошным, хотя изучение под микроскопом устанавливает зернистое строение и постепенный переход от такого сплошного хромита к густо вкрапленному хромитом дуниту. Промежутки между зернами хромита в последнем, а также и в сплошных хромитах заполнены зернами оливина или серпентина.

Химическое исследование показывает, что состав хромита изолированных кристаллов и хромита „шлиров“ несколько различен. В первом случае хромит более чистый и приближается к формуле FeOCr_2O_3 или

вернее (Fe, Mg) $\text{O}(\text{Cr, Al, Fe})_2\text{O}_3$; а во втором он вообще не чист. В нем кроме собственно хромита ($\text{FeO}(\text{Cr}_2\text{O}_3)$) содержатся изменчивые количества хромовой шпинели, магнетита, титано- и мангано-магнетита, а также остатки серпентина, прожилки опала и карбонатов магния и кальция.

В качестве примера можно привести состав хромита из Крутого лога Тагильского района (в %):

$\text{MgO Cr}_2\text{O}_3$	34.59
$\text{MgO Al}_2\text{O}_3$	14.38
$\text{FeO Cr}_2\text{O}_3$	30.84
$\text{FeO Fe}_2\text{O}_3$	18.02
Серпентина	1.74
Водного кремнезема	0.39

Платина самородная в дунитах встречается очень редко и наблюдается в виде идиоморфных зерен в ассоциации с оливином или с хромитом.

Структура дунита панидиоморфнозернистая, обусловленная крупными изометричными однообразными зернами оливина (фиг. 1). Порядок выделения: хромит, платина и металлы ее группы, оливин, пироксен. Иногда дуниты динамометаморфизованы; оливин дроблен, разбит трещинами и местами переходит в микробрекцию.

Вторичные изменения. Дуниты всегда серпентинизированы (фиг. 2), и лишь в исключительных случаях они не изменены. Дунит хорошей сохранности известен с Конжаковского Камня (фиг. 1). В нем количество воды не превосходит 4%, тогда как в дунитах Тагильского района и других мест оно гораздо больше и достигает 14%. Иногда серпентинизация проявлена полностью, вследствие чего дуниты переходят в серпентиниты, но это встречается нечасто. Серпентиниты не пользуются большим сплошным распространением и появляются лишь спорадически.

Интересные данные по распределению серпентинитов дало детальное картирование Соловьевой горы Тагильского района. Установлено, что полосы „черного змеевика“, иногда достигающие в длину до 2 км, иногда же очень короткие и даже микроскопические, тянутся среди дунитов главным образом в двух направлениях — северо-западном и северо-восточном. Некоторые из них сопровождаются своеобразным карбонатизированным змеевиком, представляющим серпентин с вкраплениями мелко-рассеянного в нем бурого шпата. Изучение показывает, что эти полосы черного плотного змеевика, сильно отличающиеся макроскопически от дунитов, являются производными также из дунитов. Они совершенно утратили следы реликтовой петельчатой текстуры, столь характерной для хризотилowych серпентинитов, происходящих из дунитов. А. Н. Заварицкий (6) считает, что полосы этих черных серпентинитов представляют собою зоны озмеевирования, происходившего при участии давления вдоль некоторых тектонических направлений, отмеченных раздроблением пород. Эти направления (NW и NE) представляли диагональные трещины по отношению и направлению давления. В этом же направ-

влении вытягиваются участки более сильно озмеевикованного дунита, который широкими полосами чередуется с более свежими.

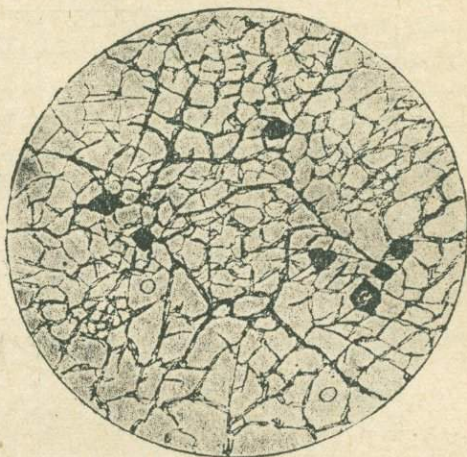
Как было указано выше, количество серпентина в обычных разностях дунита с поверхности обычно достигает 50% и даже больше, в зависимости от чего удельный вес дунита около 2.7. По теоретическим представлениям А. Н. Заварицкого, подтвержденным глубоким бурением в Тагильском дунитовом массиве, серпентинизация охватывает лишь поверхностную часть массива и с глубиной прекращается.

По данным алмазного бурения на глубине 400—500 м серпентинизация прекращается. Глубже дунит состоит только из оливина и небольшой примеси хромита; серпентин же встречается только изредка в виде тонких жилочек, пересекающих дунит. Удельный вес такого дунита около 3.52.

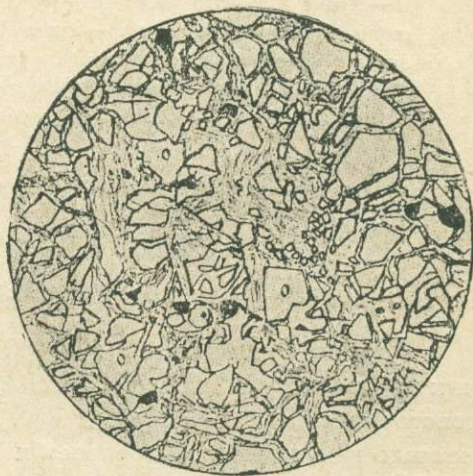
А. Н. Заварицкий считает, что это явление несколько не доказывает поверхностного происхождения серпентинизации под действием атмосферных вод. Если даже этот процесс обязан своим происхождением магматическим водам, он должен был бы прекратиться на некоторой глубине под действием возрастающего давления.

Химический состав дунитов. Проанализировано 25 дунитов из разных дунитовых массивов и разных мест последних, на основании которых можно сказать, что состав уральских дунитов однообразный.

Мы ограничимся приведением (табл. 1) нескольких типичных полных анализов (в %) и средних из 25 анализов, даваемых Н. К. Высоцким и Л. Дюпарком.



Фиг. 1. Дунит свежий. О — оливин, С — хромит. Без анализатора. $\times 12$.



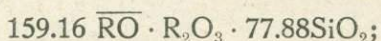
Фиг. 2. Дунит серпентинизированный. Зерна оливина (О) рассеяны в массе серпентина. Без анализатора. $\times 21$.

Таблица 1

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
SiO ₂	33.96	36.54	36.14	37.47	35.41	37.91	35.00	39.36	38.72
Al ₂ O ₃	следы	1.20	—	0.75	—	—	0.15	0.14	2.55
Cr ₂ O ₃	0.60	—	1.24	0.39	1.33	1.18	0.66	0.80	—
Fe ₂ O ₃	3.32	2.15	3.12	5.22	4.43	0.95	3.85	1.74	4.50
FeO	4.43	5.62	4.86	3.24	3.66	9.21	4.36	8.14	3.76
MnO	0.24	0.60	0.06	—	—	—	—	—	—
CaO	43.10	0.84	—	—	—	—	—	—	—
MgO	следы	44.94	45.50	45.27	44.65	47.87	44.13	45.81	41.36
K ₂ O	0.13	—	—	—	—	—	—	—	следы
Na ₂ O	0.18	—	—	—	—	—	—	—	0.57
CO ₂	0.75	0.18	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	12.87	7.22	8.50	7.74	12.28	3.95	11.97	5.45	7.70
	99.58	99.29	99.42	100.08	101.76				99.16

Примечание. I — дунит Соловьевой горы, Н.-Тагильский округ; II — дунит Светлого бора; III — дунит Вересового увала; IV — дунит с вершины увала Каменушки; V — дунит Соснового увала (Косьвинский); VI — дунит Конжаковского массива (Иовский); VII — дунит Омутнинского массива; VIII — дунит Гладкой сопки (2-я Вагранская дача); IX — дунит Желтой сопки (Денежкин Камень).

Магматическая формула среднего дунита из 25 анализов:



$$a = 0.96.$$

Дунит с глубины 500—600 м. В связи с исследованием коренных месторождений платины на Урале возник вопрос об изучении дунитового массива и в частности был поставлен вопрос о характере возможных изменений в особенностях дунита с глубиной. Для этой цели в 1925 г. было произведено глубокое алмазное бурение, достигшее глубины 600 м.

Сначала при проходке скважины не было заметно никаких изменений в дуните. Его свойства были такие, как на поверхности. Глубже 400 м увеличилась твердость породы и увеличился удельный вес ее: вместо 2.8 (на глубине 100—200 м) он достиг 3.28. Изменился и внешний вид дунита. Последний представлен яснозернистой породой, окрашенной в темносерый цвет; серпентинизации незаметно — вся масса породы сложена оливином, зерна которого имеют полигональные очертания. Величина зерен оливина

в среднем около 1.5 мм в диаметре. Только отдельные зерна его достигают величины 2—3 мм. Исследование целого ряда образцов показало одинаковую зернистость — дунит равномернозернист на протяжении 400—600 м.

Хромит встречается примерно в том же количестве (1—2%), в каком он наблюдается и в дунитах с поверхности. Обычный размер зерен его 0.03—0.15 мм, но иногда достигает 0.5 мм. В шлифах хромит непрозрачен; он всегда идиоморфен, причем углы кристаллов обычно слегка закруглены.

Свойства оливина также остаются без изменения. Показатели преломления: N_g —1.690; N_m —1.669; N_p —1.652; $2V = +84$ — $+85^\circ$; $Ng - Np = 0.037$ — 0.039 .

Химический состав дунита приводится в табл. 2 (в %).

Таблица 2

	I	II	III
SiO ₂	40.03	36.37	40.19
FeO ₂	нет	следы	—
Al ₂ O ₃	0.57	0.34	0.53
Cr ₂ O ₃	0.50	0.62	0.51
Fe ₂ O ₃	нет	4.37	—
FeO	8.29	4.07	8.83
MnO	0.06	0.05	—
CaO	нет	0.07	—
MgO	48.85	45.04	49.94
K ₂ O и Na ₂ O	следы	следы	—
Потеря при прокал.	1.28	9.33	—
Гигроскопическая вода	0.06		
	99.64	100.26	100.00

В столбце I приведен анализ дунита с глубины 500 мм, в столбце II приведено среднее из 25 анализов дунита, даваемое Н. К. Высоцким, и в столбце III — среднее из уральских дунитов по Дюпарку. В последнем из состава породы исключена вода, а железо перечислено в закись.

Из сопоставления приведенных анализов видно, что в столбце II резко выражена гидратизация, связанная, очевидно, с серпентинизацией, и окисление железа из закисной формы в окисную; последняя особенность, вероятно, связана с влиянием поверхности. Из приведенных анализов бросается в глаза поразительное сходство цифр столбцов I и III.

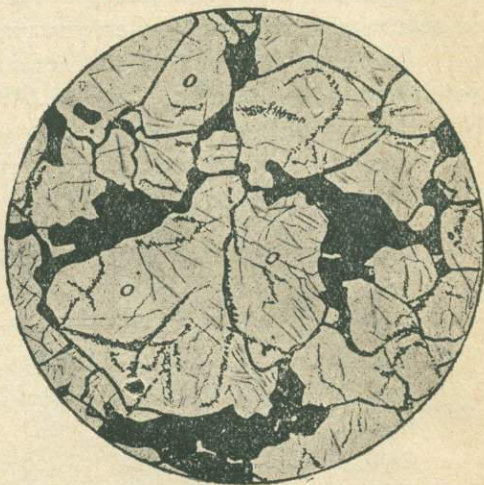
Детальное изучение дунита с глубины 500—600 м показывает, что единственное существенное различие между дунитом с глубины 500—600 м и дунитом с поверхности заключается в значительной серпентинизации последнего.

2. Оливиниты

а) *Магнетитовый оливинит* состоит из оливина и магнитного титансодержащего железняка. Последний находится в значительном количестве, до 15—39%, а местами более; он представляет собою род цемента, заполняющего промежутки между зернами оливина. Этот термин дан Н. К. Высоцким (1). Л. Дюпарк и Пирс (4, 2) такие породы с Косвинского Камня в Растесской даче описали под именем сидеронитовых дунитов, а своеобразную их структуру назвали сидеронитовой.

Эта порода встречается также на горе Качканаре, на Билимбаевской горе и в других местах. Она залегает в виде небольших жиллоподобных масс, тонких прожилков и неправильных гнездообразных выделений шлирового происхождения среди магнетитового оливинового пироксенита. С последним оливинит образует переходы.

Магнетитовый оливинит представляет собою тонкозернистую, однородную, массивную породу, окрашенную в темносерый, почти черный цвет, местами с буроватыми или темнозеленоватыми оттенками. Макроскопически видна вкрапленность магнетита, распределенного либо равно-



Фиг. 3. Магнетитовый оливинит. O — оливин, черное — магнетит. Без анализатора. $\times 12^{1/2}$.

Таблица 3

	I	II		I	II
SiO ₂	29.23	22.64	MnO	0.58	0.38
TiO ₂	1.30	0.99	CaO	0.36	—
Al ₂ O ₃	2.26	3.98	MgO	31.95	22.57
Cr ₂ O ₃	0.80	—	K ₂ O и Na ₂ O . .	0.20	—
Fe ₂ O ₃	12.20	26.93	H ₂ O	—	2.22
FeO	20.75	19.54			
				99.63	99.25

Примечание. I — анализ магнетитового оливинита с горы Южн. Качканара; II — анализ магнетитового оливинита в смеси с титано-магнетитовым шпинеллитом из того же места.

мерно, либо в виде гнезд и тонких прожилков. Местами же магнетита столь много и он настолько проникает породу, что последняя кажется сплошной рудой. Удельный вес 3.5; он изменяется в зависимости от содержания магнетита. Порода стойкая к выветриванию.

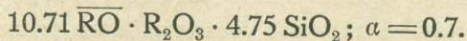
Текстура массивная, иногда полосчатая вследствие распределения магнетита в виде полос.

Минералогический состав: оливин, титансодержащий магнетит, гиперстен (очень редко), моноклинный пироксен (диаллаг), плеонаст, незначительное количество хромита и роговая обманка; вторичные: серпентин, карбонаты и лейкоксен. Все первичные минералы, кроме первых двух, являются совершенно подчиненными.

По крупности зерна и химическому составу оливин такой же, как в дунитах.

Структура — сидеронитовая (фиг. 3).

Химический состав приводится в табл. 3 (в %).



б) *Титано-магнетитовый шпинеллит* представляет собою породу, тесно связанную с магнетитовым оливинитом. Он состоит главным образом из титансодержащего магнетита, шпинели (плеонаста) и подчиненного количества оливина, хромита и некоторых других минералов. Это рудная часть магнетитовых оливинитов, представляющая месторождения титано-магнетитов.

3. Перидотиты

В описываемой габбро-перидотитовой формации эти породы встречаются довольно редко и слагают небольшие тела, находящиеся либо на контакте дунитов с пироксенитами, либо среди пироксенитов, габбро и даже кварцевых габбро-диоритов.

Обычно эти породы являются переходными от дунитов к пироксенитам, причем в них количество оливина и пироксена сильно варьирует.

Наиболее частыми разновидностями перидотитов являются верлиты или диаллаговые перидотиты, и гораздо реже встречаются лерцолиты. Кроме этого, встречаются роговообманковые перидотиты, очевидно представляющие разности верлитов, в которых диаллаг замещен эпимагматической роговой обманкой.

а) *Верлиты* представлены массивными темносерыми породами, состоящими главным образом из оливина и моноклинного пироксена серии диаллаг-авгита. Акцессорными минералами являются магнетит и шпинель (плеонаст).

Магматическая формула оливинита:

Количество оливина и пироксена различное; преобладает то один, то другой, в зависимости от чего устанавливаются постепенные переходы

от дунитов до пироксенитов. В перидотитах иногда наблюдается эпимагматическая роговая обманка, которая вытесняет пироксен в роговообманковых перидотитах.

Структура верлитов обычно неравномернoзернистая; часто она походит на порфиловую, причем порфиловыми выделениями являются зерна пироксена. Нередко структура пойкилитовая и сидеронитовая.

б) *Роговообманковые перидотиты* являются производными из верлитов, в которых пироксен замещен эпимагматической роговой обманкой. В зависимости от степени названного замещения между этими типами перидотитов устанавливаются постепенные переходы.

с) *Лерцолиты* встречаются еще реже, чем верлиты. Они располагаются также в краевых частях дунитовых тел и являются переходными от дунитов к пироксенитам.

Эти породы состоят из оливина, моноклинного и ромбического пироксенов, магнетита, титано-магнетита и плеонаста. Количество оливина и пироксена различное; преобладает то один, то другой; моноклинный пироксен всегда преобладает над ромбическим (гиперстеном), который обычно наблюдается в виде мелких неправильных зерен. Структура такая же, какая наблюдается у верлитов.

Вторичные изменения перидотитов выражаются в серпентинизации оливина, который почти никогда не наблюдается в свежем виде, и в амфиболлизации пироксена. Последний иногда нацело замещен лучистым актинолитовым амфиболом, совершенно не сходным с эпимагматической роговой обманкой роговообманковых перидотитов.

4. Пироксениты

Группа пироксенитов представлена двумя основными типами пород: косвитами и собственно пироксенитами, между которыми устанавливаются переходы. Косвитами Л. Дюпарк (4) назвал более основные разновидности пироксенитов, слагающих вершину Косьвинского Камня на Северном Урале. Они всегда содержат оливин и всегда богаты магнетитом. Косвиты ближе стоят к группе перидотитов, чем собственно пироксениты, тяготеющие к тылаитам. Таким образом от дунитов через перидотиты, косвиты и пироксениты мы постепенно переходим к группе габбро.

а) *Косвиты*. Это плотные меланократовые тонко- или среднезернистые породы, состоящие из пироксена в соединении с большим количеством оливина и магнетита. В подчиненном количестве встречаются роговая обманка и хромсодержащая шпинель.

Оливин представлен той же разновидностью, какая наблюдается в дунитах. Он выделился ранее других минералов и представлен округленно-изометричными зернами без геометрических контуров.

Пироксены всегда моноклинные из серии диаллаг-диопсида.

Константы:

$$2V = +54 - +59^\circ; Ng - Np = 0.025 - 0.028; \angle Ng(001) = 37 - 43^\circ.$$

Роговая обманка встречается вообще в незначительном количестве и часто совсем отсутствует. Как исключение она развита значительно. Как правило она окружает зерна магнетита, но нередко находится в других минералах. Это обыкновенная роговая обманка, обладающая следующими константами: $\angle Ng(001) = 15 - 22^\circ$; $Ng - Np = 0.022 - 0.023$; плеохроизм в зеленоватых и буроватых тонах.

Структура сидеронитовая (фиг. 4).

Вторичные изменения в общем мало выражены. Оливин серпентинизируется, пироксен подвергается баститизации. Иногда порода значительно дроблена, причем оливин местами образует брекчию.

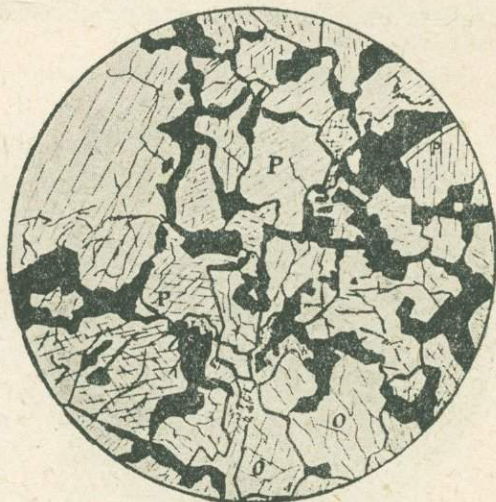
б) Собственно пироксениты. В сравнении с косвитами эти породы гораздо сильнее распространены; как было указано выше, они образуют либо каймы вокруг дунитов, либо слагают самостоятельные массивы и мелкие тела среди пород габбровой группы.

Это более или менее темнозеленоватые, хорошо кристаллические, почти всегда грубозернистые породы.

Макроскопически породы часто кажутся состоящими только из пироксена, но иногда ясно наблюдается оливин, количество которого всегда небольшое. На поверхности выветривания оливин нередко сильно разложен и удален в той или иной степени, в результате чего образуется ячеистое строение.

Текстура обычно массивная; редко на поверхностях выветривания ячеистая.

Минералогический состав: оливин, пироксен моноклинный (диаллаг и реже диопсид), гиперстен, роговая обманка, биотит, плагиоклаз, магнетит, плеонаст и вторичные — серпентин, роговая обманка, хлорит, тальк, карбонат и магнетит. Главным минералом является моноклинный пироксен, а остальные сильно подчиненными; гиперстен очень редок, а биотит наблюдается лишь в исключительных случаях. Шпинель появляется лишь в разновидностях, близко стоящих к косвитам.



Фиг. 4. Косвит. P — пироксен, O — оливин, черное — магнетит. Без анализатора. $\times 13$.

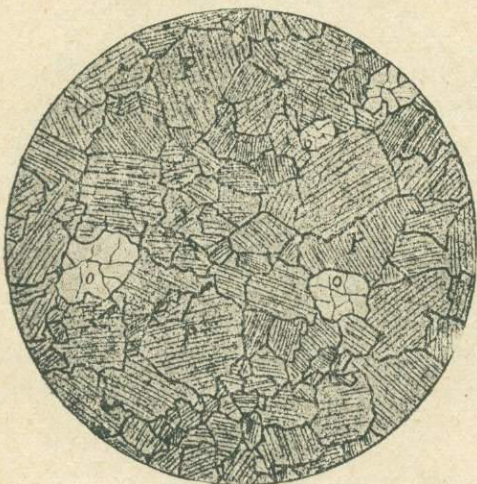
По минералогическому составу описываемые породы можно классифицировать нижеследующим образом:

1. Оливиновые диааллагиты, тесно связанные с косвитами.
2. Диааллагиты.
3. Роговообманковые диааллагиты.
4. Гиперстеновые пироксениты.
5. Бiotитовые пироксениты.
6. Плаггиоклазовые пироксениты, являющиеся связующим звеном между пироксенитами и габбро.

Наиболее распространенными являются оливиновые диааллагиты; в значительном количестве встречаются диааллагиты, а остальные пироксениты являются сильно подчиненными им. Разновидности с гиперстеном и биотитом чрезвычайно редки.

Между перечисленными разновидностями имеются постепенные переходы, почему выделение их, даже на детальных картах, производится с трудом.

Оливин представлен обычной разновидностью и по константам не отличается от оливина других пород. Диааллаг имеет такие же константы, какие приведены в описании косвитов. Диопсид наблюдается в мелких свежих, обычно округленных, зернах; иногда он лишь с большим трудом отлича-



Фиг. 5. Пироксенит. О — оливин, Р — пироксен. Без анализатора. $\times 13$.

ется от диааллага. Роговая обманка имеет двойное происхождение — одна эпимагматическая, другая явно вторичная, образовавшаяся при более низкой температуре. Первая буровато-зеленая со слабым плеохроизмом; она нередко образует пегматитообразное прорастание с пироксеном и часто в виде кайм окружает зерна последнего. Кроме того, она встречается в виде отдельных зерен, нередко мелких, заполняющих промежутки среди других компонентов. Ее константы: $\angle Ng(001) = 18-20^\circ$; $Ng - Np = 0.022$. Условия образования эпимагматической роговой обманки подробно разобраны Л. Дюпарком (3).

Явно вторичная роговая обманка почти бесцветна; она встречается редко.

Очень редко в пироксенитах встречается платина, располагающаяся в промежутках между зернами пироксена.

Структура пироксенитов всегда яснозернистая (фиг. 5), причем величина зерен большею частью крупная, но нередко средняя и даже

мелкая. Обычно структура неравномернoзернистая и порфировидная. В крупнозернистых разновидностях величина зерен диаллага достигает 1—1½ см, а местами до 4½ и даже до 6—7 см. В порфировидных пироксенитах отдельные кристаллы диаллага достигают 3—5 см и больше и находятся в средне- или мелкозернистой массе.

Вторичные изменения выражаются в серпентинизации, поражающей в первую очередь оливин и во вторую очередь пироксен, а также в амфиболитизации и местами карбонатизации и хлоритизации пироксенов.

Химический состав пород группы пироксенитов выражается следующими анализами, приведенными в табл. 4 (в %).

Таблица 4

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	40.79	41.42	44.97	45.70	51.01	52.29	49.15	52.61
TiO ₂	—	—	0.55	0.46	—	0.29	—	0.15
Al ₂ O ₃	5.20	3.76	5.19	2.54	1.24	1.56	1.65	0.44
Cr ₂ O ₃	0.57	0.15	—	—	1.13	—	0.70	—
Fe ₂ O ₃	11.85	17.90	2.94	5.75	1.62	0.25	1.58	3.20
FeO	10.45	1.71	8.80	6.40	3.77	4.53	4.19	2.66
CaO	18.34	18.61	19.09	18.77	22.11	23.52	20.36	22.70
MgO	14.18	14.56	17.50	19.45	18.74	16.46	20.60	17.30
MnO	0.05	0.40	0.05	0.02	—	0.03	следы	0.19
K ₂ O	—	—	0.05	0.06	—	0.04	—	0.19
Na ₂ O	—	—	0.47	0.28	—	0.11	—	0.21
H ₂ O	0.31	1.50	0.40	1.64	—	1.18	0.85	0.61
	101.69	100.01	100.61	101.07	99.62	100.26	99.08	100.26

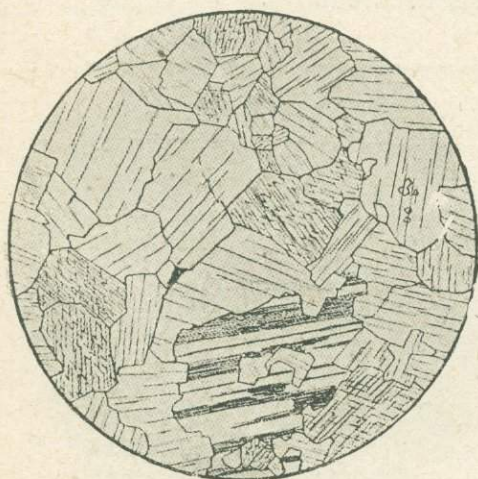
Примечание. I — средний из двух анализов типичного косвита с Косьюинского Камня; II — косвит из Авроринского коренного месторождения платины в Тагильском районе; III — оливиновый пироксенит с Синецкой горы в Тагильском районе; IV — оливиновый пироксенит, богатый магнетитом по дороге из д. Захаровки на Авроринский прииск в Тагильском районе; V — диаллагит. Обнажение по дороге между рр. Мартьяном и Сиссимом в Тагильском районе; VI — пироксенит с восточного склона Вересового бора; VII — пироксенит с Конжаковского Камня; VIII — пироксен, представляющий крупный порфировидный кристалл величиною до 3 см в оливиновом пироксените Гладкой сопки. Удельный вес пироксена 3.315.

Анализы показывают, что собственно пироксениты менее основные, чем косвиты, причем оливиновые пироксениты являются промежуточными между ними. Они естественно более бедны железом и алюминием. Значительное количество глинозема в косвитах находится в связи с присутствием шпинели.

5. Горнблендиты

Это довольно редкие породы, сопровождающие пироксениты или роговообманковые габбро. В первом случае они встречаются в виде ореолов вокруг пироксенитовых тел по соседству с габбро; во втором случае они образуют меланократовую фацию в габбро, с которыми имеют переходы.

Это меланократовые породы более черные, чем пироксениты, сложенные грубым зерном. Невооруженному глазу кажется, что они состоят из одной роговой обманки, и только внимательное изучение обнаруживает



Фиг. 6. Горнблендит. Основная масса сложена роговой обманкой; редкие зерна анортита. $\times 27$.

одиночные кристаллы плагиоклаза. Под микроскопом кроме того обнаруживаются: магнетит, оливин и моноклинный пироксен, находящиеся в подчиненном количестве. Изредка наблюдается плеонаст, сопутствующий магнетит.

Роговая обманка образует призматические кристаллы, она ясно плеохроирует: по Ng — темно-буроватым, зеленовато-буроватым, по Nm — буроватым и по Np — бледножелтовато-буроватым цветами. Ее оптические константы: $\angle Ng (001) = 15-18^\circ$; $Ng - Np = 0.016$; $2V = +67^\circ$.

Пироксен (диопсид или диалаг) встречается либо в виде пойкилитических вростков среди

роговой обманки, либо в виде самостоятельных кристаллов, в которых наблюдаются включения роговой обманки, погасающих одновременно (так наз. пегматитовое прорастание роговой обманкой пироксена).

Роговая обманка в данных породах образована в эпимагматическую фазу за счет пироксена. Этот процесс подробно разобран Л. Дюпарком (3).

Структура горнблендитов яснозернистая и грубозернистая, лишь редко она мелкозернистая (фиг. 6).

Из вторичных образований следует отметить серпентин, развивающийся за счет оливина, и явно вторичную роговую обманку, имеющую более бледную окраску, плеохроирующую от голубовато-зеленых до светло-буроватых цветов. Такая роговая обманка иногда почти бесцветна. Она образуется за счет пироксена в более позднюю фазу существования породы, при более низкой температуре, чем эпимагматическая роговая обманка.

II. ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ БОЛЬШИХ ИНТРУЗИЙ

Габбро представлены многочисленными и разнообразными типами, но в главной своей массе сохраняющими основной характер и часто содержащими оливин. Габбро тесно связаны с пироксенитами и перидотитами. Переходными разностями между габбро и пироксенитами являются тылаиты, которые можно назвать плагиоклазово-оливиновыми пироксенитами, а переходными разностями между габбро и перидотитами являются троктолиты (или форелленштейны), представляющие собою род плагиоклазового перидотита. Нормальные габбро встречаются довольно редко, тогда как оливиновое габбро, наоборот, часто. Сильно распространены роговообманковые габбро, образованные из нормального габбро путем эпимагматической амфиболитизации пироксена. Габбро-нориты встречаются местами.

На ряду с массивными однородными габбро широко распространены полосчатые и ленточные габбро. Подчиненное значение имеют атакситовые разновидности.

Взаимоотношения разнообразных разновидностей габбро весьма различны. Обыкновенно тылаиты обуславливают переходы пироксенитов в оливиновое габбро, но ясное разделение этих двух образований часто невозможно, так как переходы этих двух типов пород сложны. Они обыкновенно находятся в краях пироксенитовых тел.

Нормальное габбро и оливиновое габбро часто переходят в роговообманковое габбро, вследствие полной эпимагматической уралитизации пироксена. Среди других типов габбро габбро-нориты обыкновенно с большим трудом выделяются на картах даже крупного масштаба. Говоря о сложных взаимоотношениях, мы не хотим сказать, что некоторые типы габбро нельзя выделить на картах в виде значительных площадей. Довольно однообразные габбро местами слагают целые горы, как, например, роговообманковые габбро слагают Серебрянскую гору, оливиновые габбро слагают Саранную горку и т. д.

Классификация пород группы габбро:

1. Троктолиты (или форелленштейны).
2. Тылаиты.
3. Оливиновые габбро.
4. Нормальные габбро.
5. Нориты (или гиперстеновые габбро) и габбро-нориты.
6. Роговообманковые габбро.
7. Биотитовые габбро.
8. Соссюритовые (и уралитовые) габбро.
9. Габбро-диориты.

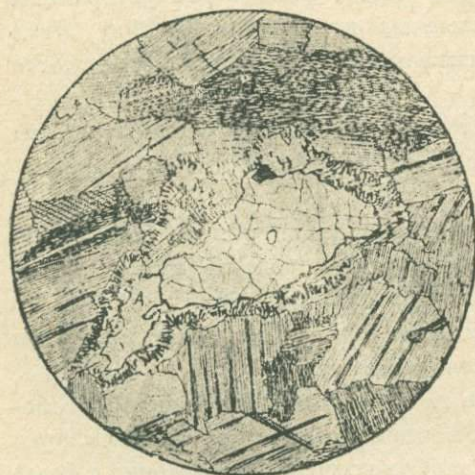
Соссюритовые и уралитовые габбро образованы путем вторичного изменения из других габбро. Габбро-диориты являются разновидностями, переходными от габбро к диоритам.

1. Троктолиты

Эти породы тесно связаны с оливиновыми габбро и являются их фацией. Они встречаются редко, причем располагаются обычно не в непосредственном соседстве с дунитами, а в некотором удалении от последних. Троктолиты встречены во многих местах габбро-перидотитовой полосы, причем везде они выходят в середине оливиновых габбро, с которыми имеют постепенные переходы.

В поле, даже при условии одинаковой зернистости, эти два типа пород различаются довольно отчетливо по особенному виду. Окраска троктолитов серая и светлосерая. Текстура часто полосчатая.

Данные [породы состоят из оливина, шпинели, магнетита, роговой обманки и основного плагиоклаза. Главными минералами являются оливин и основной плагиоклаз, причем последний преобладает над оливином. Состав плагиоклаза выражается 92—100% анортита.



Фиг. 7. Троктолит. О—оливин, А—роговая обманка, К—келифит в массе, состоящей из зерен плагиоклаза. $\times 46$.

Оливин представлен обычной разностью, часто встречающейся в ультраосновных породах. Он обычно серпентинизирован. Часто его зерна окружены ореолом, образованным весьма бледнозеленовато-коричневатой роговой обманкой, индивидуумы которой ориентированы различно и находятся в микропегматоидной ассоциации с магнетитом. Такой ореол часто окружен второй келифитовой каймой зеленоватого цвета, состоящей из ассоциации роговой обманки и шпинели.

Роговая обманка встречается как в вышеотмеченных каемках, так и в виде самостоятельных кристаллов, но всегда располагается по соседству с оливином. По оптическим константам она подобна роговой обманке косвитов.

Структура троктолитов такая же, как и нормальных габбро, т. е. она габбровая, иногда сидеронитовая. При наличии значительного развития келифитовых каем вокруг оливина может быть названа венцовой или келифитовой (фиг. 7). По крупности зерна структура обычно среднезернистая.

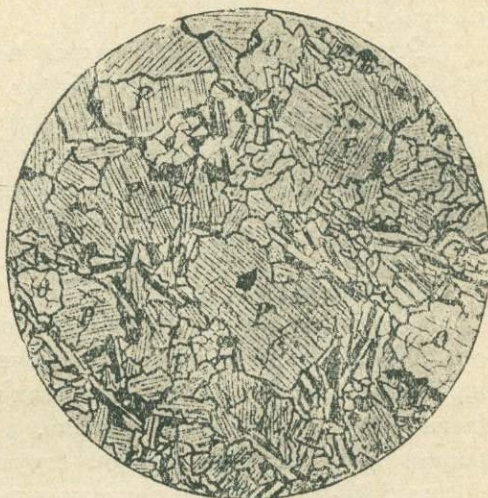
2. Тылаиты

Это темносерые меланократовые яснозернистые породы, в которых некоторые железо-магнезиальные минералы создают порфиroidный облик породы. Они встречаются во многих местах описываемой полосы пород и располагаются непосредственно в контакте с пироксенитами, с которыми они имеют постепенные переходы. Текстура этих пород большей частью массивная, реже полосчатая.

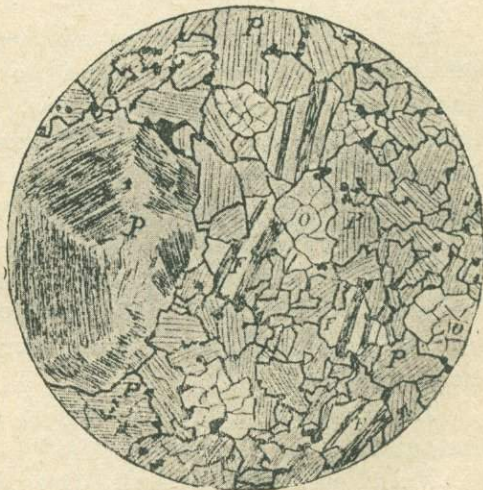
Минералогический состав: главные минералы — моноклинный пироксен, оливин, гиперстен, плагиоклаз; второстепенные — магнетит, шпинель, биотит и роговая обманка, вторичные — роговая обманка, минералы, группы эпидота, серпентин и вторичный магнетит.

Магнетит всегда присутствует, но редко бывает значительным и в этом случае обуславливает сидеронитовую структуру. Биотит, очевидно, образуется путем реакции магнетита и плагиоклаза; он располагается обыкновенно в соседстве с магнетитом. Оливин по значению является вторым минералом после моноклинного пироксена. Его константы обычные.

Моноклинный пироксен (диаллаг) является преобладающей составной частью породы. Он имеет неправильное ограничение: одни зерна его крупные, порфиroidные, с частыми непрозрачными железистыми включениями (магнетит), которые иногда так обильны, что зерна становятся совсем темными — эти включения то расположены в беспорядке, то образуют концентрические



Фиг. 8. Тылаит. *M* — магнетит, *P* — пироксен, *O* — оливин, *F* — анортит, *B* — биотит. Плагиоклазы при скрещенных николях. Структура криптовая. $\times 13$.



Фиг. 9. Тылаит порфиroidный. Обозначения такие же, как на фиг. 8. $\times 13$.

зоны; другие зерна пироксена светлые, прозрачные без включений. Оптические константы моноклинного пироксена: $2V = +51 - +53^\circ$; $\angle Ng(001) = 40-45^\circ$; $Ng - Np = 0.025$.

Гиперстен встречается редко; его зерна мельче зерен моноклинного пироксена. Часто зерна гиперстена приурочены к скоплениям рудного минерала.

Роговая обманка встречается в породах, довольно богатых магнетитом. Она, так же как и биотит, охотно располагается поблизости с магнетитом. Нередко она образует реакционные каймы вокруг моноклинного пироксена. Оптические константы: $2V = \text{около } 90^\circ$; $Ng - Np = 0.022$; $\angle Ng(001) = 18-20^\circ$. Плеохроизм в зеленоватых и буроватых тонах.

Плагиоклаз представлен лабрадором, битовнитом и анортитом (от 55 до 100% анортита).

Структура тылаитов непостоянна. Часто она криптовая (фиг. 8) или близкая к последней. Она обуславливается крупными кристаллами пироксена, в небольших промежутках между которыми лежат мелкие зерна плагиоклаза, пироксена и оливина, а также магнетита. Нередко наблюдаются участки пойкилитовой структуры, обусловленной включениями плагиоклаза и оливина в крупные кристаллы пироксена. Часто же встречается порфиридная структура, обусловленная порфиридными кристаллами моноклинного пироксена (фиг. 9).

3. Оливиновые габбро

Эти породы встречаются довольно часто и местами слагают большие площади. Они разнообразны по крупности зерна, структуре и по степени амфиболитизации пироксена. Встречаются как лейкократовые разновидности, так и меланократовые, переходящие в пироксениты и тылаиты. Наиболее часты мезократовые разновидности. Обычно это среднезернистые, реже мелкозернистые и совсем редко грубозернистые породы.

Текстура пород массивная, местами гнейсовидная; характерной текстурой описываемых габбро является полосчатая, во многих местах развитая на больших площадях; иногда хорошо выражена атакситовая текстура.

Характерным явлением габбро служит эпимагматическая амфиболитизация.

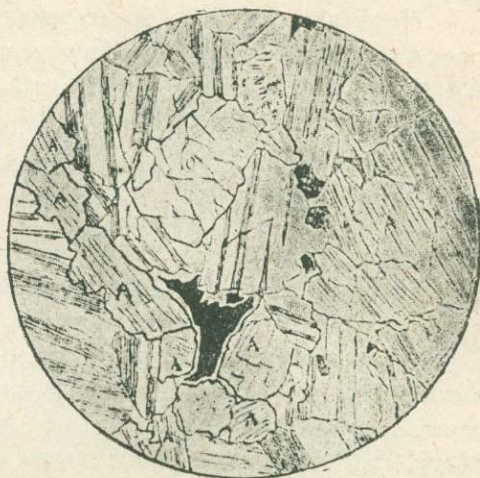
Минералогический состав: главные минералы — моноклинный пироксен, основной плагиоклаз; второстепенные — магнетит, шпинель, апатит, биотит, оливин, гиперстен и роговая обманка. Количество магнетита иногда бывает настолько велико, что обуславливает сидеронитовую структуру. Шпинель — зеленая (плеонаст); она встречается гораздо реже, чем в пироксенитах; обычно она сопровождает магнетит и часто включена

в нем. В некоторых габбро шпинель образует микропегматитовое прорастание с роговой обманкой.

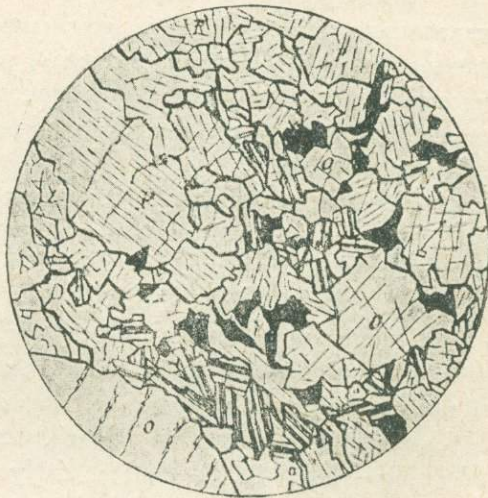
Оливин наблюдается обычно в небольшом количестве и лишь иногда обилен и преобладает над пироксеном. Вокруг зерен оливина наблюдаются келифитовые каймы, подобные тем, какие описаны в троктолитах. Пироксен представлен главным образом диааллагом. Роговая обманка обычно встречается вокруг зерен магнетита и образует с ним микропегматитовое прорастание. В этом случае она коричневато-красноватая и коричневато-зеленоватая, причем ее константы такие же, как роговой обманки косвитов. Кроме того, она окаймляет зерна оливина; в этом случае она весьма слабо окрашена и обычно имеет меньшее преломление. Помимо этого, роговая обманка развивается за счет моноклинного пироксена и в той или иной степени его замещает.

Плагиоклаз — основной; в меланократовых разновидностях он представлен лабрадор-битовнитом или анортитом (60—100% анортита), а в лейкократовых — лабрадором (50—60% анортита).

Структура то равномерно зернистая (фиг. 10), то неравномерно зернистая и порфировидная; в сильно меланократовых породах она близка к криптовой (фиг. 11). По степени идиоморфизма и по взаимоотношению компонентов структура бывает габбровой, габбро-офитовой и сидеронитовой.



Фиг. 10. Габбро оливиновое. *A* — пироксен (авгит), *O* — оливин, черное — магнетит. Плагиоклазы при скрещенных николях. $\times 18$.



Фиг. 11. Габбро оливиновое меланократовое. *O* — оливин, *P* — пироксен. Плагиоклазы при скрещенных николях. $\times 21\frac{1}{2}$.

4. Нормальные габбро

Эти породы весьма близки к оливиновым габбро, от которых отличаются отсутствием оливина. Следует отметить реже встречающуюся здесь

криптовую структуру и более сильно выраженный процесс эпимагматической амфиболизации пироксена. Плагиоклаз в этих породах несколько кислее и представлен лабрадором и битовнитом.

Нормальные габбро более сильно подвержены вторичному изменению, выражающемуся в сосюритизации плагиоклазов и уралитизации пироксенов и в меньшей мере в развитии хлорита за счет пироксена.

5. Нориты и габбро-нориты

Типичные нориты встречаются довольно редко, более же широко развиты габбро-нориты, являющиеся переходными от габбро к норитам. Эти породы встречаются среди оливиновых и роговообманковых габбро и иногда слагают большие площади.

Описываемые породы представлены меланократовыми и мезократовыми разновидностями, окрашенными в светлозеленовато-серые и темно-серые цвета. Они довольно свежи и имеют явно выраженный габброидный облик. Нередко их трудно отличить от нормальных габбро. В некоторых местах, например на большой площади во 2-й Вагранской даче на Северном Урале, габбро-нориты выделяются макроскопически от других габбро наличием заметного количества биотита.

Текстура пород массивная и редко полосчатая и атакситовая.

Минералогический состав: главные минералы — основной плагиоклаз, ромбический и моноклинный пироксены и роговая обманка; второстепенные — апатит, шпинель, магнетит, биотит, кварц, мусковит и иногда оливин; вторичные — серпентин, минералы группы эпидота, сосюрит, хлорит, уралит и тальк; в норитах моноклинный пироксен является второстепенным.

Моноклинный пироксен в норитах почти совсем отсутствует, а в габбро-норитах нередко преобладает над гиперстеном. Он представлен диаллагом и диопсидом. Оптические константы его: $\angle Ng [001] = 37 - 46^\circ$, чаще $40 - 47^\circ$; $Ng - Np = 0.025 - 0.028$.

Гиперстен в норитах преобладает над моноклинным пироксеном, а в габбро-норитах либо равен, либо ему уступает. Он встречается в призматических кристаллах, но иногда наблюдается в виде включений в зернах моноклинного пироксена. Оптические константы: $2V = \text{около} - 60^\circ$; $Ng - Np = 0.010 - 0.018$; $\angle Ng [001] = 0^\circ$. Плеохроизм: по Ng — весьма бледнозеленоватый; по Nm — зеленоватый; по Np — розоватый.

Роговая обманка встречается не всегда, но в разновидностях с сидеронитовой структурой присутствует обязательно. В этих породах она играет такую же роль, как и в косвитах; она наблюдается в виде кайм около гиперстена, диопсида и магнетита. Оптические константы ее — $\angle Ng [001] = 15 - 21^\circ$; $2V = -75 - -83^\circ$; $Ng - Np = 0.020 - 0.022$. Это обыкновенная роговая обманка, имеющая такой плеохроизм: по Ng — зеленовато-коричневатый, по Np — бледнозеленовато-желтоватый.

Плагиоклаз представлен лабрадором (50—60% анортита), реже более основным — лабрадор-битовнитом; еще реже встречается кислый лабрадор и даже основной андезин.

Из второстепенных минералов следует отметить кварц, количество которого достигает 5%. Он обычно сопутствует биотиту; но иногда встречается и при отсутствии последнего.

Структура разнообразная; чаще всего она габбровая (фиг. 12), но иногда наблюдается явное отклонение в сторону офитовой.

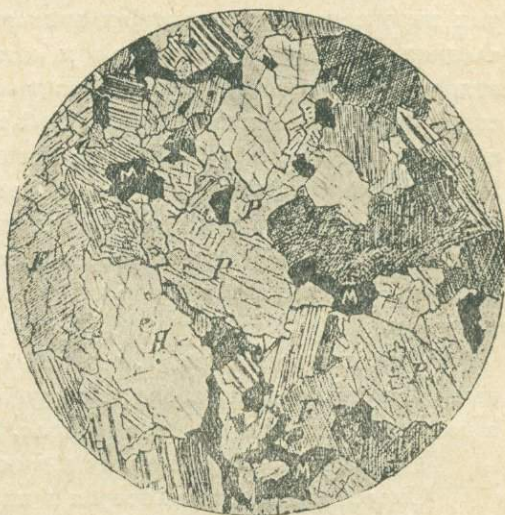
Нередко структура пойкилитовая. По относительной величине зерен структура то равномернозернистая, то порфировидная, обусловленная вкрапленниками пироксена и плагиоклаза.

Нередко наблюдается каткластическая и псевдопорфировая структура.

В габбро-норитах иногда наблюдается микрогематитовое взаимоотношение следующих минералов (фиг. 13):

- 1) диопсида или гиперстена с магнетитом, который окаймляется часто красно-бурой слюдой;
- 2) плагиоклаза и пироксена, ромбического или моноклинового;
- 3) магнетита и роговой обманки;
- 4) зеленой шпинели и пироксена.

Вторичные изменения выражаются главным образом в бастинизации гиперстена и каолинизации плагиоклаза.



Фиг. 12. Норит. *P* — моноклиновый пироксен, *H* — гиперстен, *F* — плагиоклаз, *M* — магнетит. $\times 22$.



Фиг. 13. — Норит микрогематитовый. *P* — диопсид, *H* — гиперстен, *F* — плагиоклаз, *M* — магнетит, *B* — биотит. Микрогематитовое прорастание гиперстена и плагиоклаза, а также гиперстена и магнетита. $\times 22$.

6. Роговообманковые габбро

Эти породы являются производными из нормальных габбро, в которых пироксен нацело замещен эпимагматической роговой, обманкой. Последняя является компактной и однообразной и соответствует разновидности, которую Дюпарк называет соретитом, отличающейся, как известно, от обыкновенной зелено-бурой роговой обманки повышенным содержанием титана и окисного железа, оптически же от нее отличимой.

Роговообманковые габбро нередко свежи и имеют явнозернистую структуру. Обычно они среднезернисты и реже крупно- и мелкозернисты. Они значительно распространены и встречаются во всех габбро-периодитовых массивах описываемой зоны; нередко они слагают большие площади.

Описываемые породы, с одной стороны, тесно связаны с нормальными и оливиновыми габбро, а с другой, с габбро-диоритами и диоритами, а потому их трудно выделять в поле.

Текстура такая же, как и в нормальных габбро.

Окраска серая, светлосерая и иногда темносерая.

Минералогический состав: главные минералы — роговая обманка, плагиоклаз; второстепенные — апатит, шпинель, магнетит, биотит, моноклинный пироксен, ромбический пироксен, оливин и кварц; вторичные — уралитовая и тремолитовая роговая обманка, минералы группы эпидота, хлорит, соссюрит. По количеству цветных компонентов роговообманковые габбро чаще мезократовые и реже лейкократовые и меланократовые.

Моноклинный пироксен встречается в виде остатков от замещения роговой обманкой. Оптические константы его: $\angle Ng [001] = 38-44^\circ$; $Ng - Nr = 0.026$; $2V = \text{от } +56 \text{ до } +58^\circ$.

Химический состав пироксена (в %):

SiO ₂	50.90
Al ₂ O ₃	2.62
FeO	10.07
CaO	23.32
MgO	13.30
MnO	0.35
	<hr/> 100.56

Роговая обманка обычно аллотриоморфная и лишь слегка удлинена по призме, хотя это выражено менее сильно, чем в диоритах. Оптические константы ее: $\angle Ng [001] = 14-18^\circ$; $2V = \text{от } -77 \text{ до } -85^\circ$; $Ng - Nr = 0.020-0.024$.

Плеохроизм по Ng — темноватозеленый; по Nm буровато-зеленоватый; по Nr — бледнобуроватый.

Оливин встречается очень редко; обычно он отсутствует. Плагиоклазы меняются от лабрадора (50% анортита) до битовнита (84% анор-

тита) и очень редко до анортита (96% анортита); иногда плагиоклазы зональны. Бiotит встречается редко, а кварц еще реже.

Структура (фиг. 14) роговообманковых габбро в большинстве случаев неравномернозернистая и порфириовидная. Встречаются разновидности с типичной габбровой структурой, с большим или меньшим отклонением к офитовой, а также с ясноофитовой и пойкилофитовой. Наблюдаются, кроме того, разновидности с катакlastической и псевдопорфириовой структурой.

Иногда структура порфириовидная и в то же время пойкилитовая, в зависимости от чего породы называются пойкилитовыми роговообманковыми габбро (фиг. 15).

Вторичное изменение выражается в сосюритизации плагиоклаза, в уралитизации пироксена и замещении его эпимагматической роговой обманкой, лучистым явновторичным амфиболом, актинолитового и тремолитового типа.

Вследствие сильной сосюритизации роговообманковые габбро с трудом отличаются от габбро-диоритов и диоритов, а во многих случаях и совсем от них неотличимы.

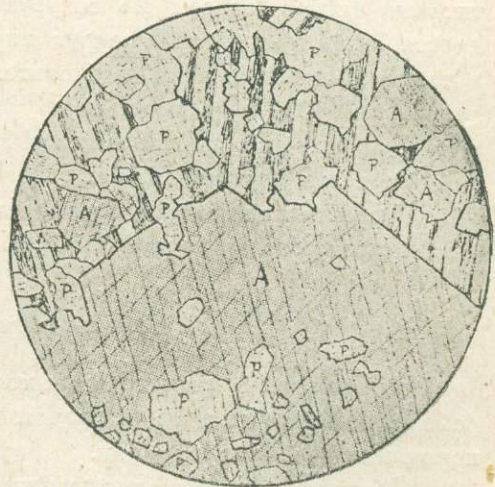
7. Бiotитовые габбро

Эти породы выделены Н. К. Высоцким (1), подробно описавшим их по материалам из Тагильского и Исовского районов. Эти породы слагают небольшие площади среди других габбро и особенно среди оливиновых и роговообманковых габбро.

В качестве главной цветной составной части этих пород, наряду с моноклинным пироксеном, является биотит. Среди этих габбро намечаются две разновидности: с оливином и без него, причем последние большей частью сосюритизированы, а местами и уралитизированы.



Фиг. 14. Габбро роговообманковое. *P* — пироксен, *A* — роговая обманка, *F* — плагиоклаз, *M* — магнетит. $\times 20$.



Фиг. 15. Габбро роговообманковое пойкилитовое. *A* — роговая обманка, *P* — пироксен. $\times 18$.

Биотитовые габбро представляют собою среднезернистые серые и темные породы. Они чаще лейкократовые и мезократовые и реже меланократовые, причем последние приближаются к плагиоклазовым пироксенитам.

Текстура массивная, полосчатая и иногда атакситовая.

Минералогический состав: главные минералы — биотит, моноклинный пироксен и плагиоклаз; второстепенные — апатит, шпинель, магнетит, гиперстен, оливин, а местами ортоклаз и кварц; вторичные — соссюрит, минералы группы эпидота, хлорит, уралитовая роговая обманка.

Биотит по количеству несколько уступает моноклинному пироксену; он встречается то в виде каемок вокруг диопсида, то в виде изолированных пластинок, то в виде агрегата чешуек, группирующихся обычно возле моноклинного пироксена. Биотит, кроме того, наблюдается в виде крупных пластинок с пойкилитическими вростками моноклинного пироксена, плагиоклаза, роговой обманки, магнетита и апатита. Цвет биотита в свежих габбро красновато-бурый, местами почти черный с резким плеохроизмом.

Моноклинный пироксен представлен диаллагом, диопсидом и реже авгитом. Форма пироксена обычно неправильная. В значительном количестве он наблюдается в меланократовых разностях. Гиперстен и оливин встречаются редко. Роговая обманка в оливиновых разновидностях биотитовых габбро совсем не встречается, а в безоливиновых она наблюдается лишь в виде кайм вокруг пироксена на границе его с биотитом, а также в виде включений в биотите. Плагиоклазы обычно представлены лабрадором (45—55% анортита).

Структура биотитовых габбро большею частью близка к офитовой и нередко порфиридная.

Вторичные изменения выражены, главным образом, соссюритизацией плагиоклаза, хлоритизацией биотита и уралитизацией пироксена.

8. Соссюритовые габбро

Эти породы в значительном количестве наблюдаются в Тагильском районе, но встречаются и в других районах распространения габбровых пород описываемой формации.

Обыкновенно они мезократовые, среднезернисты и реже грубозернисты. Пироксен обычно замещен амфиболом, а плагиоклазы кажутся сероватыми, подверженными более или менее сильному изменению.

Минералогический состав: сфен, магнетит, роговая обманка, плагиоклазы, измененные в каолин, эпидот и цоизит.

Роговая обманка находится в виде больших бледнозеленых пятен, представляющие собою агрегат мелких призматических, различно ориентированных, кристаллов. Эти призмы неправильные и не имеют геометри-

ческих контуров; они слегка вытянуты по [001]. Оптические константы ее: $\angle Ng$ [001] = 20—22°; $Ng - Np = 0.022$; плеохроизм по Ng — зеленоватый; по Nm — грязнозеленоватый и по Np — бледнобуроватый. Роговая обманка пятнистая; менее окрашенные участки имеют более сильное дву-преломление.

Плагиоклазы совершенно разложены; их состав не может быть определен. Они замещены непрозрачной массой каолина, который часто вкраплен цоизитом; в этой массе встречаются обычно кристаллы бесцветного или слабозеленоватого эпидота, двупреломление которого = 0.036—0.038.

9. Габбро-диориты

Эти породы являются переходными от основных пород к средним, т. е. от габбро к диоритам. Иначе рассматривает эти породы Л. Дюпарк (2, 3, 4, 5), описывающий под этим названием роговообманковые габбро. Так как последние являются не чем иным, как магматически-амфиболизированными нормальными и даже оливиновыми габбро, то применение к ним термина габбро-диориты нужно считать не совсем удачным.

Габбро-диориты по минералогическому составу ближе всего стоят к роговообманковым габбро, с одной стороны, и к бескварцевому диориту, с другой, почему от названных разновидностей они не всегда могут быть отличены. В поле же они совсем не поддаются выделению.

Это обычно мелкозернистые и реже среднезернистые породы, в значительном количестве встреченные Н. К. Высоцким (1) в Тагильском и Исовском районах. Они обыкновенно встречаются в краевых частях габбровых тел и в виде шлировых тел в других габбро.

В зависимости от количества цветных компонентов они чаще мезократовые и реже лейкократовые и меланократовые. Окраска их серая, темносерая, зеленовато-серая.

Текстура массивная, полосчатая, а также атакситовая.

Минералогический состав: главные минералы — роговая обманка, пироксены и плагиоклазы; второстепенные — апатит, магнетит, сфен, биотит и кварц; вторичные — уралит, хлорит, эпидот, цоизит, альбит и кварц. Пироксен представлен главным образом диопсидом и реже диаллолом, которые обычно окружены каймами бурой или зеленовато-бурой эпимагматической роговой обманки, которая в виде пятен наблюдается и в кристаллах пироксена.

Роговая обманка преобладает над пироксеном и нередко вытесняет его совсем. Она эпимагматическая по происхождению; имеет компактное строение и окрашена в буроватые и буровато-зеленые цвета.

Кроме этого, развита явно вторичная уралитовая роговая обманка. Та и другая роговые обманки нередко группируются и образуют параллельные полосы.

Таблица 5

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	XIX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI	XXII	XXIII
SiO ₂ . .	42.04	38.76	45.43	46.72	41.04	42.82	40.30	39.20	43.81	49.03	47.68	47.39	50.14	43.51	41.06	48.59	46.25	44.89	46.54	45.55	48.93	47.54	50.40
TiO ₂ . .	—	0.11	—	0.42	0.84	0.72	—	1.10	—	0.47	0.59	0.62	0.13	—	1.17	—	0.98	—	0.60	0.30	—	0.91	1.00
Al ₂ O ₃ . .	33.45	11.93	9.44	16.92	9.04	23.51	17.14	20.58	17.27	11.14	11.43	17.30	19.13	21.97	21.05	22.25	18.23	14.03	10.39	18.47	22.09	20.56	16.50
Fe ₂ O ₃ . .	2.11	5.57	4.86	3.99	7.81	4.64	8.53	10.68	3.25	12.50	0.16	2.85	4.81	4.95	5.95	3.99	2.87	3.85	3.01	2.38	4.34	2.56	4.06
FeO . .	1.52	7.01	7.87	7.21	9.99	6.31	6.90	6.53	5.43	5.32	8.90	8.75	5.64	5.72	5.19	6.08	10.37	12.51	8.80	8.93	6.50	7.74	9.53
MnO . .	—	0.53	следы	—	—	—	0.65	—	—	следы	0.07	—	—	—	—	—	—	—	0.06	—	—	0.05	—
CaO . .	16.78	6.91	15.08	15.64	17.08	16.15	16.40	14.29	17.36	12.93	12.48	10.37	11.27	15.93	14.10	11.67	10.77	12.72	11.29	13.05	10.16	12.10	10.22
MgO . .	3.82	26.03	16.10	9.67	11.99	5.90	7.92	6.49	11.08	5.19	14.81	5.97	5.21	6.10	8.39	4.22	5.48	8.86	14.78	6.12	3.72	3.25	3.63
K ₂ O . .	0.18	0.07	0.21	0.25	0.09	0.26	0.66	0.36	0.13	0.61	0.52	1.84	0.66	0.15	0.45	1.10	0.67	0.17	1.79	1.28	1.38	0.79	1.00
Na ₂ O . .	0.56	0.53	1.01	0.89	0.47	0.99	1.49	1.69	0.45	3.11	1.01	2.63	3.03	2.04	2.08	0.82	2.84	2.12	2.21	2.23	2.86	3.29	2.16
CO ₂ . .	—	—	—	—	—	—	—	—	0.19	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O . .	0.39	3.86	—	0.46	3.05	0.51	0.46	0.20	1.24	0.12	2.22	3.05	—	0.60	0.89	0.70	1.20	1.18	1.34	1.75	0.20	2.50	1.02
	100.85	101.31	100.00	102.17	101.30	101.84	100.45	101.12	100.21	100.42	99.87	100.77	100.00	100.97	100.86	99.42	99.66	100.33	100.81	100.06	101.18	101.29	99.52
<i>a</i> . . .	0.973	0.964	1.29	1.30	1.19	1.09	1.03	0.992	1.19	1.6	1.48	1.47	1.49	1.11	1.07	1.42	1.39	1.30	1.43	1.32	1.41	1.44	1.64
RO . .	1.24	5.85	6.5	3.36	5.46	2.09	2.81	2.01	3.49	2.6	6.54	2.76	2.1	2.24	2.36	1.7	2.68	4.06	6.49	2.85	1.74	2.15	2.46
R ₂ O ₃ . .	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂ . .	2.04	4.26	6.1	4.12	5.04	2.76	3	2.49	3.85	4.5	7.06	4.22	3.8	2.94	2.88	3.3	3.94	4.63	6.77	3.87	3.34	3.69	4.49

Примечание. I — лейкократовый троктолит с северного склона Казанского Камня, зеленую шпинель; с келифитовыми каймами роговой обманки вокруг оливина и знортиа; дача; IV — среднее из двух анализов тылаита с Гладкой сопки, 2-я Вагранская дача; V — тылаит б. Богословский горный округ; VII — меланократовое оливиновое габбро с Тылай-Конжаковских IX — оливиновое габбро с горы Саранной; X — нормальное габбро, меланократовое, богатое магневанное и уралитизированное габбро. Вересов бор, Исовского района; XIII — среднее из двух роговообманкового габбро с Серебрянской горы; XV — роговообманковое габбро с Черного района; XVII — роговообманковое соссюритовое габбро, гора Белая, Тагильский район; XVIII — рого оливиновое биотитовое габбро, рч. Чауж, близ впадения Кочковатки, Тагильский район; XX — био габбро с оливином, южные предгорья Качканара; XXII — соссюритовое габбро, Поперечная гора,

Плагноклазы обычно сильно соссюритизированы, почему их состав не всегда может быть определен. В более свежих разностях определены плагноклазы от олигоклаза до основного андезина. В меланократовых габбро плагноклазы по количеству уступают цветным компонентам, а в других разностях они являются преобладающей составной частью.

Структура мелко- и среднезернистая, порфириовидная; по взаимоотношению минералов структура габбровая с отклонением нередко к офитовой.

Химический состав пород группы габбро приводится в табл. 5 (в %).

Павдинская дача; II — меланократовый троктолит с вершины Чистоба, содержащий оливин, III — среднее из шести анализов тылаита с Гаревого ключа, впадающего в р. Тылай, Павдинская с восточного склона г. Качканар, Исовский район; VI — оливиновое габбро с горы Кумбы, гор; VIII — меланократовое оливиновое габбро с. Б. Брусковой сопки, 2-я Вагранская дача; титом; XI — меланократовое уралитизированное габбро из Тагильского района; XII — соссюритизированное габбро с Серебрянской горы, Конжаковский Камень; XIV — среднее из двух анализов увала, 2-я Вагранская дача; XVI — роговообманковое габбро, Александровский прииск Исовского вообманкового соссюритовое габбро, гора Молочниха, Тагильский район; XIX — меланократовое титовое соссюритовое габбро, Мохнатая горка, Тагильский район; XXI — биотитовое соссюритовое Тагильский район; XXIII — соссюритовый габбро-диорит горы Качканар.

III. СРЕДНИЕ ПОРОДЫ БОЛЬШИХ ИНТРУЗИЙ

Эта группа пород представлена кварцевыми габбро-диоритами, диоритами, кварцевыми диоритами и сиенито-диоритами. Перечисленные породы имеют значительное распространение и залегают с восточной стороны габбро-перидотитового комплекса, у границы с эффузивно-осадочными породами, окаймляющими комплекс с восточной стороны.

Значительные площади ими (за исключением сиенито-диоритов) сложены в Тагильском, Исовском и других районах. Сиенито-диориты встре-

чены только в районе Денежкина Камня, опять-таки в восточной части комплекса, где они имеют значительное распространение.

Эти породы имеют постепенные переходы к основным породам, связываясь с ними через кварцевые габбро-диориты, и такие же имеют переходы к кислым породам, связываясь с ними посредством кварцевых диоритов.

Пространственное взаимоотношение этих пород весьма сложное, вследствие чего выделение перечисленных разновидностей весьма затруднительное. Не проще обстоит дело с выделением их от основных и кислых пород. Не вызывает сомнения то, что средние, так же как и основные, породы образовались в результате дифференциации одной и той же магмы.

1. Кварцевые габбро-диориты

Эти породы пользуются сравнительно широким распространением в Тагильском районе; в других районах они встречаются реже. Они сложены средним зерном, окрашены в зеленовато-серый цвет и кажутся пестрыми вследствие чередования черного амфибола и биотита с белым плагиоклазом. Кварца макроскопически не видно. По внешнему виду эти породы походят на биотитовые габбро.

Текстура массивная, редко такситовая.

Минералогический состав: главные минералы — биотит, роговая обманка, плагиоклазы; второстепенные — апатит, магнетит, пироксен, кварц; вторичные — уралит, хлорит, эпидот, цоизит и иногда кальцит.

Количество цветных компонентов вообще невелико; преобладающей является роговая обманка, за которой следует биотит; пироксен (диопсид) же встречается в виде небольших остатков внутри роговой обманки, которые сильно уралитизированы, а местами и хлоритизированы.

Роговая обманка является обыкновенной, она окрашена в зеленовато-бурые или темнозеленоватые цвета; реже она бледнобуроватая или синевато-зеленая. Она располагается как в виде кайм вокруг пироксена, так и образует идиоморфные призматические кристаллы.

Плагиоклазы представлены андезином (33—38% анортита), кроме того, иногда наблюдается альбит (6% анортита), который вероятно имеет вторичное происхождение.

Кварц встречается в подчиненном количестве; иногда он находится в микропегматитовом сростании с ортоклазом и кислым плагиоклазом.

Структура среднезернистая, обычно неравномернозернистая, гипидиоморфнозернистая.

Вторичные изменения заключаются в уралитизации и хлоритизации пироксена, сосюритизации плагиоклазов и хлоритизации биотита.

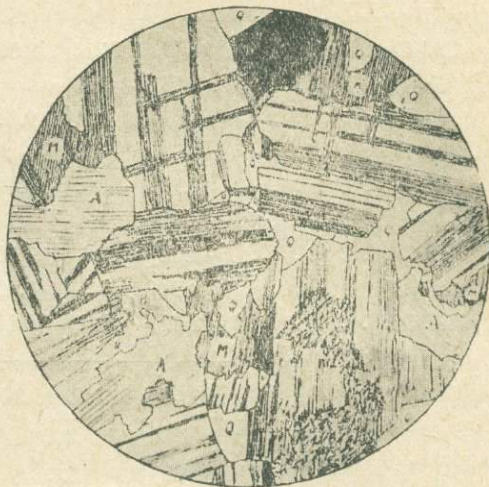
2. Диориты

Это серые и темносерые с зеленоватым оттенком породы, имеющие как массивную, так и атакситовую текстуру. Последняя особенно хорошо выражена в районе Денежкина Камня, где как говорилось в геологическом очерке, сильно развиты гибридные породы.

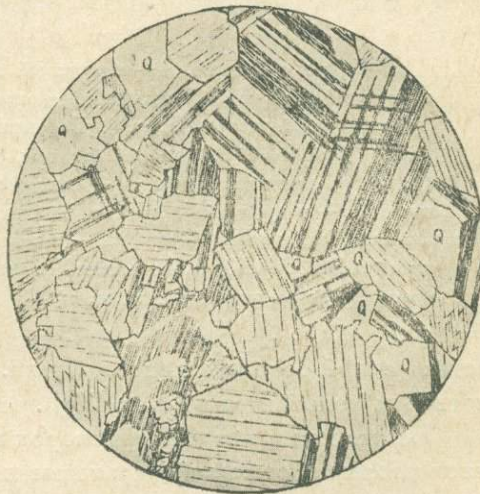
Минералогический состав: главные минералы — плагиоклаз (иногда зональный), роговая обманка и биотит; второстепенные — апатит, сфен, шпинель, титано-магнетит, мусковит, гиперстен, пироксен моноклиный, кварц; вторичные — эпидот, цоизит, хлорит, альбит, пренит. Плагиоклаз представлен основным андезином (42—46% анортита); во многих случаях он нацело соссюритизирован.

Роговая обманка относится к той же разновидности, какая описана в породах предыдущей группы. Иногда она ясно уралитовая. Гиперстен встречается очень редко; обычно он наблюдается в авгитовых диоритах. Кварц наблюдается в ничтожном количестве, причем нередко в мирмекитовом прорастании с плагиоклазом.

Структура гипидиоморфнозернистая (фиг. 16). Иногда наблюдаются вполне идиоморфные плагиоклазы. Последние иногда ориентированы в одном направлении и обуславливают параллельно линейную текстуру.



Фиг. 16. Диорит биотито-авгитовый. *M* — биотит, *A* — пироксен, *Q* — кварц. $\times 19$.



Фиг. 17. Диорит кварцевый. Роговая обманка, плагиоклаз и кварц (*Q*). $\times 19$.

3. Кварцевые диориты

Эти породы весьма сходны с предыдущими, от которых отличаются лишь большим количеством кварца (фиг. 17) и наличием небольшого коли-

Таблица 6

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
SiO ₂	52.53	46.09	52.00	57.74	58.23	62.37	53.58	49.50
TiO ₂	—	0.05	0.39	0.76	0.51	—	—	—
Al ₂ O ₃	18.47	21.15	18.36	10.45	19.32	19.32	19.78	19.61
Fe ₂ O ₃	2.56	5.20				1.79	3.91	2.38
FeO	6.53	6.29	9.06	9.42	6.21	4.09	2.76	6.66
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	8.73	11.05	11.49	9.50	6.06	4.77	7.55	10.75
MgO	3.83	4.72	4.92	5.42	2.97	1.90	3.01	5.28
K ₂ O	2.04	1.25	1.60	1.70	1.92	4.18	3.61	2.35
Na ₂ O	2.51	2.62	1.90	2.88	2.62	0.60	5.33	4.99
H ₂ O	2.47	2.02	0.14	0.90	0.83	1.19	0.65	0.64
	99.67	100.92	99.86	98.77	99.11	100.12	100.18	102.20
α	1.77	—	—	—	—	2.48	—	
RO	2.05	—	—	—	—	1.22	—	
R ₂ O ₃	1	—	—	—	—	1	—	
SiO ₂	4.46	—	—	—	—	5.23	—	

Примечание. I — кварцевый габбро-диорит с авгитом, биотитом и роговой обманкой, Тагильский район; II — меланократовый диорит почти без кварца, бедный биотитом, Баронское, 2-я Вагранская дача; III — кварцевый диорит с биотитом и авгитом, Павдинская дача; IV — кварцевый диорит, Павдинская дача; V — слюдяной кварцевый диорит, Павдинская дача; VI — кварцевый диорит с биотитом и роговой обманкой, Журавлев Камень, Тагильский район; VII — такситовый сиенито-диорит, крупнозернистые участки, Березовка, Денежкин Камень; VIII — такситовый сиенито-диорит, мелкозернистые участки, там же.

чества калинатрового полевого шпата. Количество кварца весьма непостоянно и колеблется от 5 до 20%.

Так же как и предыдущие породы, кварцевые диориты обыкновенно мезократовые и реже лейкократовые и меланократовые.

Роговая обманка находится в равном количестве с биотитом. Оптические константы ее: $\angle Ng [001] = 16-20^\circ$; $Ng - Np = 0.017-0.020$. Плеохроизм по Ng — зеленоватый; по Nm — желтовато-зеленоватый; по Np — бледножелтоватый.

Плаггиоклазы представлены андезином и олигоклаз-андезином (30—44% анортита); иногда наблюдается альбит.

В кварцевых диоритах пироксены встречаются еще реже.

4. Сиенито-диориты

Эти породы характеризуются наличием ортоклаза и плагиоклаза, причем количество первого весьма изменчиво и колеблется от 5 до 35% по отношению к плагиоклазу.

Они являются промежуточными между диоритами и сиенитами, а отчасти между диоритами и габбро. Цветным компонентом являются роговая обманка и иногда пироксен и биотит. Роговая обманка относится к двум разновидностям — одна зеленая, другая бурая. Почти всегда наблюдается в небольшом количестве кварц, образующий иногда гранофировое прорастание с олигоклазом. С увеличением кварца порода приближается к гранодиориту, а с уменьшением кварца и ортоклаза — к диориту. Из акцессорных минералов наблюдаются апатит, магнетит и сфен.

По текстуре эти породы разнообразны. Особенно интересны атакситовые разности, в которых наблюдается чередование крупнозернистых и мелкозернистых участков, причем в одних случаях кажется, что последние включены в крупнозернистые, а в других случаях наоборот. В некоторых местах наблюдается, что мелкозернистые участки совершенно вытесняют крупнозернистые, причем роговая обманка вытесняет плагиоклаз, вследствие чего получается мелкозернистый полевошпатовый амфиболит.

Структура крупнозернистых участков гранитовидная, а мелкозернистых микрогранитовая.

Химический состав средних пород приводится в табл. 6 (в %).

VI. КИСЛЫЕ ПОРОДЫ БОЛЬШИХ ИНТРУЗИЙ

Эти породы имеют небольшое распространение и встречаются совместно со средними породами в восточной части описываемого интрузивного комплекса. Они встречены и подробно описаны Н. К. Высоким (1) в Тагильском районе, Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (10) и Е. П. Молдавандцевым (17) в районе Денежкина Камня и Г. Л. Падалка (11) возле с. Баронского во 2-й Вагранской даче. О взаимоотношениях этих пород с другими габбро-перидотитового комплекса было сказано в геологическом обзоре, поэтому мы сразу же переходим к петрографии этих пород.

По основности эти породы могут быть разбиты на четыре группы: гранодиориты, адамеллиты, плагиограниты и граниты. Первые встречены в районе Денежкина Камня, гранодиориты и адамеллиты во 2-й Вагранской даче, граниты в Тагильском районе, а плагиограниты в Павдинской даче.

1. Гранодиориты

Это серые среднезернистые мезократовые породы с более или менее равномернозернистой структурой.

Текстура их то массивная, то атакитовая, обусловленная наличием ксенолитов иных пород, обычно так сильно перекристаллизованных, что невозможно судить о их первоначальном составе.

Минералогический состав: главные минералы — зональный андезин (37% анортита), калинатровый полевой шпат, роговая обманка и биотит; второстепенные — апатит, магнетит, сфен, кварц; вторичные — эпидот и хлорит, встречающиеся в небольшом количестве.

Количество цветных минералов колеблется около 25—30%, причем роговая обманка преобладает над биотитом. Кварца около 10%. Плагиоклаз преобладает над калинатровым полевым шпатом, причем соотношение этих минералов примерно такое: если количество плагиоклаза достигает 40%, то количество калинатрового полевого шпата доходит лишь до 20%.

2. Адамеллиты

Это серые среднезернистые мезократовые породы с неравномерно-зернистой структурой. Текстура массивная, реже атакитовая, подобная текстуре гранодиоритов.

Минералогический состав: главные минералы — зональный андезин, калинатровый полевой шпат (ортоклаз), роговая обманка и биотит; второстепенные — апатит, магнетит и кварц, вторичные — мусковит, эпидот и цоизит.

Количество кварца достигает 15%, количество плагиоклаза и ортоклаза примерно одинаково. Количество цветных минералов около 25—35%, причем в одних случаях преобладает роговая обманка над биотитом, а в других наоборот.

Структура гипидиоморфнозернистая. Крупность зерна около 3—4 мм.

3. Плагиограниты

Эти породы встречены по рр. Какве и Лобве. Они имеют тесную связь с кварцевыми диоритами и во многих случаях с трудом от них отличаются. Они имеют гранитовый облик. Породы свежие и окрашены в светлозеленовато-серый цвет.

Текстура массивная.

Минералогический состав: главные минералы — плагиоклаз, кварц, роговая обманка; второстепенные — биотит, апатит и магнетит; вторичные — хлорит, пелит.

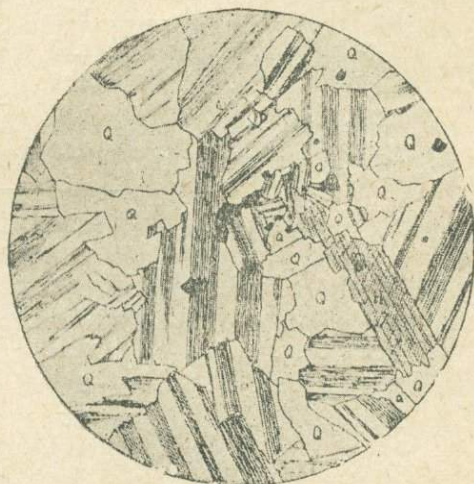
Роговая обманка обыкновенная. Плагиоклазы всегда каолинизованы, вследствие чего не удастся установить их состав; они иногда яснозональны. Кварц обилен.

Структура гранитовая (фиг. 18).

4. Граниты (лейкократовые)

По минералогическому составу эти породы можно разделить на биотитовые и биотитово-роговообманковые граниты, причем вследствие малого количества цветных компонентов их следует назвать лейкократовыми. Последний термин для этих пород более применим, чем название аплитовидные граниты, данное им Н. К. Высоцким.

Судя по химическому составу, между этими породами имеются представители плагиогранитов и гранитов с постепенными переходами между ними. Несомненно, что эти породы имеют самую тесную связь с кварцевыми диоритами; более детальные исследования несомненно обнаружат переходные между ними разности. Характерной особенностью этих пород является незначительное количество цветных компонентов, представленных биотитом и роговой обманкой, причем последняя встречается еще реже. Кроме того, общим для них свойством является обрастание плагиоклазов ортоклазом и наличие микропегматита, количество которого иногда значительно и может быть введено в название. Приведем описание лишь некоторых типов пород.



Фиг. 18. Плагиогранит. А — роговая обманка, Q — кварц, черное — магнетит. $\times 18$.

а) Лейкократовые биотитовые плагиограниты.

Это среднезернистые массивные породы, местами имеющие слабо выраженное атакситовое строение.

Окраска пород светлосерая, зеленовато-серая, обусловленная развитием хлорита, и красновато-серая.

Минералогический состав: главные минералы — биотит, плагиоклаз, калинатовый полевой шпат, кварц; второстепенные — апатит, циркон, магнетит; вторичные — хлорит, серицит, пелит, эпидот и кальцит, причем последний в виде жилок.

Биотит встречается в незначительном количестве. Плагиоклазы представлены андезином (31% анортита) и альбитом (2—6% анортита). Идиоморфные кристаллы плагиоклаза обыкновенно обрастают каемками несдвойникового кислого плагиоклаза и ортоклаза. Ортоклаз присутствует в небольшом количестве, сильно уступающем плагиоклазам. Местами наблюдается микропегматитовое прорастание кварца и ортоклаза.

Таблица 7

	I	II	III	IV	V
SiO ₂	66.10	66.76	70.17	68.64	67.38
TiO ₂	0.40	0.41	—	—	0.33
Al ₂ O ₃	16.50	16.19	14.54	15.39	16.90
Fe ₂ O ₃	2.00	2.08	1.79	0.10	следы
FeO	2.32	1.92	1.78	3.10	3.93
MnO	0.17	0.08	—	—	следы
CaO	4.80	3.68	3.52	2.23	4.70
MgO	1.37	0.99	1.00	1.05	1.24
K ₂ O	1.17	2.35	2.18	5.04	1.59
Na ₂ O	4.12	4.13	4.00	2.72	3.91
CO ₂				0.02	—
H ₂ O	0.89	0.91	1.24	1.47	1.06
	99.84	99.50	100.23	99.76	100.44
a	2.94	3.08	3.5	3.46	2.39
RO	1.3	1.16	1.3	1.35	1.35
R ₂ O ₃	1	1	1	1	1
SiO ₂	6.3	6.4	7.63	7.52	6.8

Примечание. I — гранодиорит из района Денежкина Камня; II — гранодиорит из района Денежкина Камня; III — лейкократовый биотитовый плагиогранит, около р. Кузьки Тагильский район; VI — лейкократовый биотитовогообманковый гранит, правый берег р. Тагила; V — плагиогранит, Павдинская дача.

Кварц наблюдается в виде довольно крупных зерен; количество его значительное.

Структура гипидиоморфнозернистая, равномернoзернистая, но местами с переходами к порфировидной.

По химическому составу (см. таблицу) эти породы должны быть отнесены к плагиогранитам, причем они являются наиболее кислыми в сравнении с другими гранитами.

б) *Лейкократовые биотито-роговообманковые граниты.* Эти породы встречаются реже, чем плагиограниты, и залегают в виде участков в последних.

Это массивные среднезернистые бледнозеленовато-серые и красновато-серые породы, лишь иногда имеющие слабо выраженное атакситовое строение. Последнее обусловлено наличием в среднезернистой массе гранита мелкозернистых более меланократовых включений (ксенолитов).

Эти породы отличаются от плагиогранитов наличием небольшого количества роговой обманки и большим количеством калинатрового полевого шпата, который часто встречается в микропегматитовом прорастании с кварцем. Количество биотита и роговой обманки небольшое.

Плагиоклазы представлены альбитом (2—8% анортита), который обычно обрастается каемками, повидимому, ортоклаза.

По химическому составу (см. табл. 7) эти породы ближе всего стоят к гранитам.

с) *Лейкократовый микропегматитовый гранит.* Это массивные средне- или мелкосреднезернистые породы, окрашенные в красноватый или красновато-серый цвет с зелеными пятнами хлорита. Структура пород порфириовидная, обусловленная более или менее идиоморфными кристаллами кислого плагиоклаза, находящимися в микропегматитовом прорастании ортоклаза кварцем.

Породы состоят из кислого плагиоклаза — альбита микропегматита и кварца, кроме того, в незначительном количестве встречаются хлорит, повидимому, по биотиту, эпидот, цоизит и лейкоксен.

Химический состав кислых пород приведен в табл. 7 (в %).

V. МЕЛАНОКРАТОВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ, СВЯЗАННЫЕ С БОЛЬШИМИ ИНТРУЗИЯМИ

В этом отделе рассматриваются жильные породы, генетически связанные с габбро-перидотитовым комплексом „больших интрузий“ и залегающие исключительно в пределах названного комплекса.

Эти породы многочисленны и разнообразны. Они секут как дуниты, так пироксениты и габбро и встречаются либо в виде очень тонких жил и прожилков, либо в виде дайк и мощных жил, которые иногда переполняют вмещающие породы.

Так же как и массивные, жильные породы могут быть разделены на ультраосновные, основные, средние и кислые, но мы опишем их, разбив на три типа: меланократовый, мезократовый и лейкократовый. Наиболее часто встречаются такие два антипода — меланократовые и лейкократовые. Некоторые из жильных пород очень редки, другие же обыкновенные и встречаются, сохраняя свои характерные черты на протяжении всей полосы габбро-перидотитовых пород. В громадном большинстве случаев жильные породы имеют зернистое строение, и лишь некоторые из них порфириовые, причем в последнем случае они микрозернистые и в исключительных случаях микролитовые.

1. Нормальные дуниты

Эти породы встречаются главным образом среди пироксенитов и только в одном месте, на Денежкином Камне, встречены в габбро. Здесь жила дунита, мощностью около 10—20 м, проходит с SSW на NNE

и прослежена по простиранию на протяжении около 2.5 км. Падение ее почти вертикальное. В зальбандах ее местами более или менее ясно выражена пироксенито-перидотитовая оторочка. Такие же перидотитовые оторочки выражены и в других жилах дунита, проходящих в пироксенитах Денежкина Камня.

Жилы дунита в большом количестве встречаются на восточном склоне Косьвинского Камня; уже издали они распознаются по красноватому цвету выходов. В большом количестве они встречаются на восточном склоне Тылай-Канжаковских гор; они встречаются в истоках р. Гаревой в пироксенитах Каменушенки, Качканара и в других местах габбро-перидотитовой полосы. Жильные дуниты ничем не отличаются от массивных дунитов, а потому нет надобности подробно их описывать. Это панидиоморфнозернистые породы (фиг. 19), состоящие из оливина и небольшого количества хромита. Зерна оливина обычно неравной величины, колеблющиеся около 0.3—0.6 мм и достигающей 1—2 мм. В некоторых местах, например на Гаревой, крупные зерна оливина обуславливают порфирированность пород.

2. Сидеронитовые дуниты

(магнетитовые оливиниты, по Н. К. Высоцкому)

Эти породы впервые были встречены на Косьвинском Камне, но впоследствии они были обнаружены на Качканаре; несколько редких образцов этих пород было встречено в Тылайских и Колпак-Казанских горах. Сидеронитовые дуниты всегда залегают в пироксенитах. Они тонкозернисты и окрашены в темный цвет, который обуславливается большим количеством магнетита, ясно видимого даже невооруженным глазом. Иногда дуниты сланцеваты и разбиваются на тонкие плитки.

Минералогический состав: главные минералы — оливин, магнетит; второстепенные — роговая обманка; вторичные — серпентин. Роговая обманка встречается очень редко и всегда расположена возле магнетита, окружая его. Она идентична роговой обманке косвитов.

Магнетит наблюдается в значительном количестве; он цементирует зерна оливина (фиг. 20). При наличии очень большого количества магнетита структура породы весьма сходна со структурой метеоритов.

3. Верлиты

Эти породы встречаются в виде мелких прожилков в дунитах Косьвинского Камня и реже в других пироксенито-дунитах массивов Урала.

Это черноватые зернистые породы, состоящие из магнетита, хромсодержащей шпинели, оливина, моноклинного пироксена и роговой обманки.

Магнетит довольно обилен и встречается главным образом в идиоморфных зернах и редко в виде сидеронитовых пятен. С ним обычно ассоциирует плеонаст.

Оливин наблюдается обычно в округлых, сильно разложенных, зернах. Пироксен близок к диопсиду; его константы: $\angle Ng [001] = 38^\circ$; $2V = +53^\circ$; $Ng - Np = 0.029$.

Роговая обманка находится в количестве примерно равном пироксену, но иногда она настолько обильна, что породы лучше называть роговообманковыми перидотитами. Ее константы: $\angle Ng [001] = 20-22^\circ$; $2V = -65^\circ$.

Плеохроизм по Ng — коричнево-зеленоватый, по Nm — коричневатый, по Np — желтоватый, почти бесцветный.

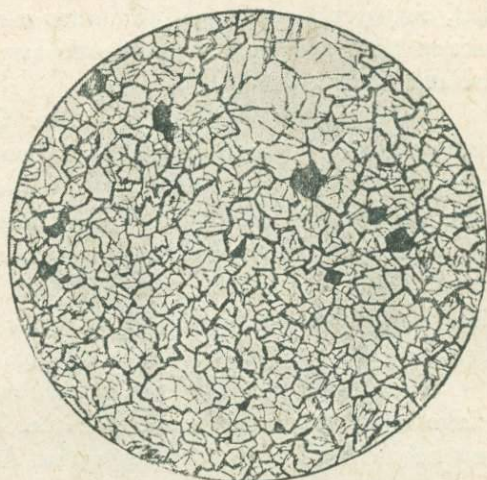
Структура панидиоморфно-зернистая, обусловленная изометричностью зерен главных компонентов, но бывает габбро-видная и пойкилитовая.

4. Роговообманковые перидотиты

Эта порода Ф. Ю. Левинсон-Лессингом (10) описана под именем роговообманкового пикрита. Последний встречается в виде жилы, прорезающей дунит по среднему течению р. Супреи в районе Денежкина Камня.

Роговообманковые перидотиты отличаются от описанных выше верлитов лишь тем, что роговая обманка полностью или почти полностью вытесняет пироксен.

По данным Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (10), в пикритах Денежкина Камня роговая обманка является паргаситом, содержащим некоторое количество натра. Кроме того, он отмечает в своих породах наличие незначительного количества разложенного полевого шпата.



Фиг. 19. Дунит жильный. Октаэдры хромита расположены в зернистой массе, состоящей из оливины, зерна которого местами слегка порфиризованы. $\times 13$.



Фиг. 20. Дунит сидеронитовый (магнетитовый оливинит). O — оливин, черное — магнетит. $\times 13$.

5. Пироксениты (диаллагиты)

Эти породы довольно распространены и встречаются в виде тонких жил, секущих дуниты, пироксениты и габбро. Мощность их нередко измеряется миллиметрами и сантиметрами. Обычно эти жилы пересекаются жилами других пород.

Текстура их обычно массивная. Структура чаще мелко- и тонкозернистая, иногда почти афанитовая, но местами среднезернистая и даже крупнозернистая. В зависимости от степени идиоморфизма и взаимоотношения минералов структура панидиоморфнозернистая и сидеронитовая. В пироксенитах с последней структурой магнетит иногда значительно преобладает над пироксеном.

По минералогическому составу эти породы в сущности ничем не отличаются от пироксенитов, слагающих массивы.

Среди них различаются оливиновые, роговообманковые, плагиоклазовые и магнетитовые пироксениты. Тонкозернистые роговообманковые пироксениты с Гусевых гор названы Л. Дюпарком „гусевитами“.

6. Казанскиты

Эти породы встречены только в Казанском массиве в Павдинской даче; они пересекают троктолиты. Это черноватые, тонкозернистые, очень плотные породы, весьма похожие на сидеронитовые дуниты. По минералогическому составу от последних они отличаются лишь наличием основного плагиоклаза и могут быть названы плагиоклазовыми сидеронитовыми дунитами.

Оливин имеет абсолютно такой же характер, как и в сидеронитовых дунитах. В описываемых породах он сильнее серпентинизирован. Оптические константы оливина обычные.

Плагиоклазы идиоморфны, более свежи, чем оливин, и всегда имеют подчиненное значение в сравнении с оливином. По составу они относятся к группе битовнита, но иногда достигают анортита.

В зернах магнетита встречаются темнозеленые очень большие зерна шпинели, всегда содержащей хром.

Структура сидеронитовая (фиг. 21), совершенно идентичная структуре соответствующих дунитов.

7. Гаревиты

Эти породы встречены только в одном месте тылаитов, слагающих основание Гаревой вершины в Тылайских горах. Породы меланократовые и имеют порфириковую структуру (фиг. 22).

Порфириковыми выделениями является авгит, находящийся в микрозернистой зеленоватой основной массе, содержащей полевой шпат.

Фенокристаллы представлены исключительно корродированным пироксеном, имеющим зональную структуру и форму авгита. Он в естественном свете слегка коричневат; в нем находятся многочисленные включения зерен полевого шпата, магнетита и оливина, идентичных тем, какие образуют основную массу; кроме того, в качестве включений наблюдаются пластинки железистого непрозрачного минерала, который расположен параллельно кливажу или в зонах концентрического нарастания; этот минерал бывает таким обильным, что заменяет пироксен.

Оптические константы пироксена: $2V = +50^\circ$; $\angle Ng [000] = 38-40^\circ$; $Ng - Np = 0.025$.

Основная масса панидиоморфнозернистая и состоит из изометрических зерен оливина, пироксена и плагиоклаза при подчиненном количестве магнетита и хромита.

Хромит является достаточно обильным и представлен изолированными октаэдрическими кристаллами. Магнетит образует мелкие сидеронитовые пятна, цементирующие зерна оливина; он сопровождается зернами зеленой шпинели.

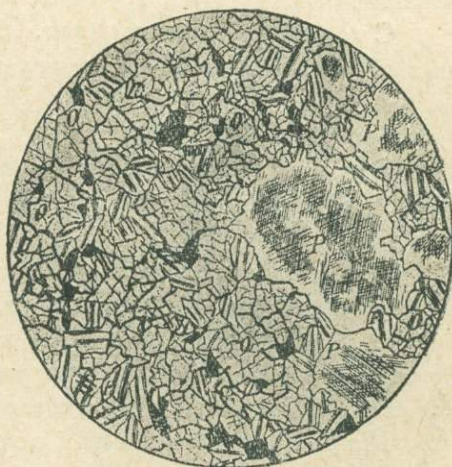
Оливин является преобладающим минералом в основной массе; он имеет такой же характер, как и в дунитах; в нем встречаются включения хромита.

Пироксен второй стадии кристаллизации очень редок и встречается в мелких идиоморфных зернах, бедных включениями, но имеющих такие же оптические особенности, как пироксен фенокристаллов.

Плагиоклазы выделились позже оливина; они менее обильны, чем оливин, и встречаются в идиоморфных зернах; они всегда каолинизированы; состав их основной и определяется группой лабрадор-битовнита, а иногда до анортита.



Фиг. 21. Казанскит. *O* — оливин. $\times 46\frac{1}{2}$.



Фиг. 22. Гарсвайт. *P* — пироксен, *O* — оливин, *F* — плагиоклаз, темное — хромит.

8. Исситы

Этот термин введен в литературу Л. Дюпарком, так назвавшим породы, состоящие главным образом из роговой обманки, иногда ассоциирующей с небольшим количеством пироксена (диаллага) и также с основным плагиоклазом, представлены почти всегда анортитом или очень основным лабрадором.

Плагиоклаз иногда совершенно отсутствует. Эти породы Н. К. Высоккий (1) описывает под именем горнблендитов, отличающихся от массивных горнблендитов лишь мелкозернистой структурой.

Исситы встречаются в виде тонких жил, главным образом в дунитах. Минералогический состав: апатит, магнетит, моноклинный пироксен, роговая обманка и плагиоклаз. Характерно значительное количество апатита и магнетита, обычно включенных в роговую обманку.

Роговая обманка этих пород названа Л. Дюпарком соретитом. Она встречается обыкновенно в виде коротких толстых кристаллов. В породах, бедных плагиоклазом, кристаллы роговой обманки удлиненно-призматические и сильно окрашены. Константы роговой обманки: $\angle Ng [001] = 17-19^\circ$; $2V = -82^\circ$; $Ng - Np = 0.023$. Плеохроизм по Ng — темнозеленовато-коричневатый; по Nm — зеленоватый; по Np — бледножелтоватый.

Моноклинный пироксен встречается только в некоторых исситах Светлого бора. Он наблюдается в виде зерен внутри кристаллов роговой обманки, образованной, вероятно, за счет пироксена.

Структура исситов (фиг. 23) мелкозернистая, панидиоморфнозернистая, обусловленная изометричностью кристаллов главных компонентов.

9. Павдиты

Эти породы встречены только в Павдинской даче, где они наблюдаются во многих местах. Они прорезают жилами кварцевые диориты и габбро.

Это однородные тонкозернистые черноватые или сероватые породы афировой структуры. На свежем изломе породы обладают особым шелковистым блеском, обусловленным мелкими призматическими кристаллами роговой обманки, различимыми невооруженным глазом. В лупу между этими кристаллами различаются зерна, имеющие характер полевых шпатов.

Минералогический состав: главные минералы — роговая обманка и плагиоклаз; второстепенные — магнетит, сфен, биотит и кварц; вторичные — эпидот, хлорит.

Кварц встречается в виде мелких изолированных зерен, наблюдающихся не во всех образцах павдитов.

Роговая обманка встречается в виде длинных игловидных призматических кристаллов с рваными краями. Длина их достигает $1\frac{1}{2}$ мм и даже больше. Часты двойники по (100);

$$\angle Ng [001] = 15-17^\circ; Ng - Np = 0.015-0.017.$$

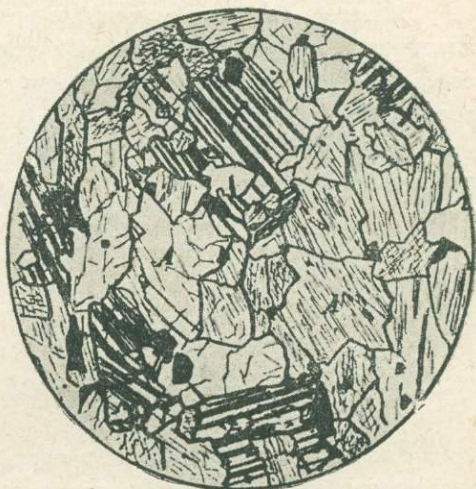
Часто игловидные кристаллы роговой обманки окружены более темной и более зеленой каймой, в которой преломление обыкновенно более низкое, чем в центральных более коричневатых частях. Часто роговая обманка покрыта более темными пятнами, которые придерживаются кливажа. Роговая обманка включает зерна сфена и магнетита. Плеохроизм роговой обманки по Ng — бледноватозеленый или коричневатозеленоватый; по Nm — коричневатозеленый или коричневатый; по Np — коричневатожелтоватый или весьма бледнокоричневый.

Плаггиоклаз встречается часто и имеет зональное строение. Центральные части основные — битовнит, а краевые зоны более кислые, колеблющиеся от андезина до альбит-олигоклаза. Плаггиоклазы пелитизированы и сосюритизированы.

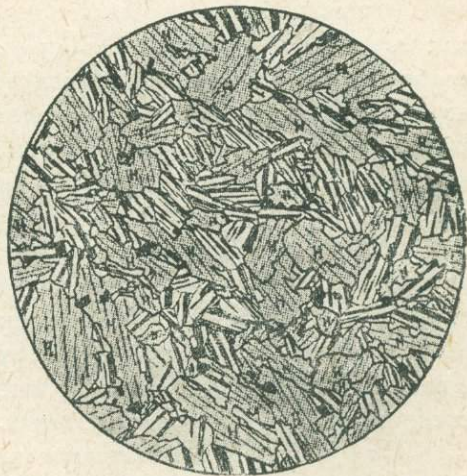
Структура павдитов особенная (фиг. 24) и отличается от структуры роговообманковых беербахитов. Она обусловлена игловидной роговой обманкой и переплетением ее с плаггиоклазом, кристаллы которого также вытянуты и имеют неправильные контуры. Некоторые разновидности павдитов имеют тенденцию к порфиroidной структуре, обусловленной более крупными кристаллами плаггиоклаза и роговой обманки.

10. Беербахиты

Это темносерые, в большинстве случаев тонкозернистые и реже мелкозернистые, породы, встречающиеся в виде жил чаще всего в габбро и тылаитах и реже в дунитах, пироксенитах и габбро-пегматитах. Мощность жил различная и меняется от 1 см и менее до нескольких сантиметров и нескольких дециметров. Породы весьма распространены. Они однообразны и различаются по



Фиг. 23. Иссит. А — роговая обманка, F — плаггиоклаз. $\times 21$.



Фиг. 24. Павдит. H — роговая обманка. $\times 19$.

минералогическому составу. В громадном большинстве случаев беербахиты афировые, но иногда порфиroidные.

Текстура пород массивная и лишь иногда параллельно линейная и явнополосчатая.

Минералогический состав: главные минералы — основной плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксены, роговая обманка; акцессорные — магнетит, сфен, оливин, биотит; вторичные — хлорит, тальк, соссюрит.

Магнетит нередко встречается в значительном количестве. Оливин встречается очень редко и обыкновенно в тех жилах, какие проходят в тылаитах. Он иногда образует порфиroidные кристаллы. Биотит встречается редко и в небольшом количестве. Моноклинный пироксен представлен изоморфной серией авгит-диаллаг; он слегка зеленоватый; его константы:

$$\angle Ng [001] = 40-45^\circ; 2V = +53 - +57^\circ; Ng - Np = 0.021-0.026.$$

Гиперстен встречается не всегда — но тогда, когда он присутствует количество его почти равно моноклинному пироксену.

От последнего он отличается несколько более вытянутой призматической формой, но главное по слабому характерному плеохроизму.

Его константы: $\angle Ng [001] = 0^\circ; Ng - Np = 0.013.$

Роговая обманка в обыкновенных беербахитах играет такую же роль, как биотит, — она образует каймы вокруг магнетита. В этом случае она слабо окрашена и слабо плеохроирует: по Ng — грязнокоричневатый; по Np — бледный коричнево-желтоватый. В роговообманковых беербахитах роговая обманка зеленая с ясным плеохроизмом: по Ng — темнозеленый, по Nm — зелено-коричневатый, по Np — бледный коричнево-зеленоватый. $\angle Ng [001] = 16^\circ; Ng - Np = 0.018 - 0.020.$

Плагиоклазы обычно колеблются от лабрадора до битовнита. В меланократовых разновидностях, особенно в оливинсодержащих, плагиоклаз представлен основным лабрадором или битовнитом; в обыкновенных беербахитах встречаются обыкновенный лабрадор и основной лабрадор; в гиперстеновых беербахитах обычно преобладает лабрадор (50% анортита), но иногда появляется андезин.

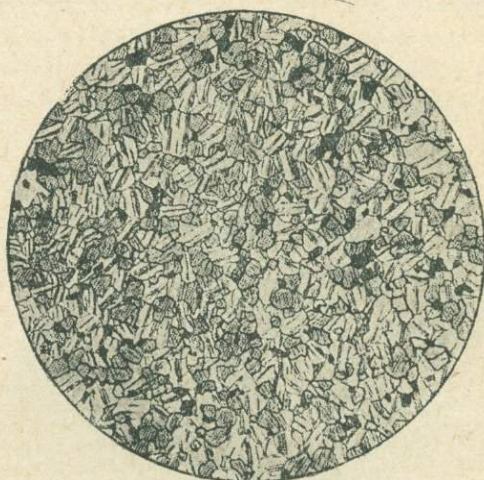
Структура мелкозернистая, причем величина зерен обычно 0.2—0.5 мм. Она близка к габбровой. Одни разновидности состоят из удивительно равномерного зерна при ясно выраженной изометричности последних, другие же состоят из зерен несколько разной величины. Местами замечается, что идиоморфизм плагиоклазов выражен сильнее, чем цветных компонентов.

Иногда структура порфиroidная и порфиroidная, причем в качестве фенокристаллов наблюдаются кристаллы пироксена, плагиоклаза, а иногда оливина.

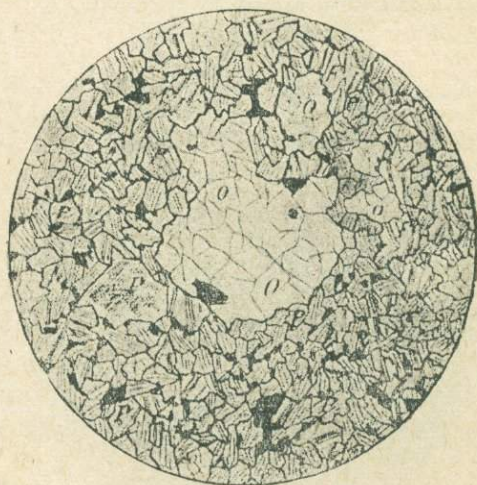
Разновидности беербахитов: 1) обыкновенные беербахиты, состоящие из двух главных минералов основного плагиоклаза и моноклинного пироксена (фиг. 25); 2) гиперстеновые беербахиты, состоящие из следующих главных минералов: основной плагиоклаза, гиперстена и моноклинный пироксен; 3) оливинные беербахиты — это обыкновенные беербахиты, но содержащие некоторое количество оливина; 4) роговообманковые беербахиты. Главные минералы — основной плагиоклаза и роговая обманка.

5. Порфировидные беербахиты (фиг. 26). В этих породах наблюдаются порфировидные кристаллы оливина (очень редко), пироксена или плагиоклаза.

Совершенно такие же беербахиты встречены Е. А. Кузнецовым (14) в Баранчинском и Тагильском районах в виде больших площадей, представляющих поверхностные части массива. Им же они констатированы в виде меланократовых участков в кварцевых диоритах. В большом количестве такие беербахиты констатированы Г. Л. Падалка (11) на с. Острой во 2-й Вагранской даче на Северном Урале в виде ксенолитов в среднезернистых роговообманковых габбро. В этих породах нередко явно выраженные следы перекристаллизации и образования роговиковой, а иногда пойкилитовой структуры. Названные ксенолиты рассматриваются либо как остатки разломанной, ранее застывшей поверхностной части массива, попавшие в еще незастывшую магму, либо как перекристаллизованные и превращенные в роговики — боковые породы (диабазы).



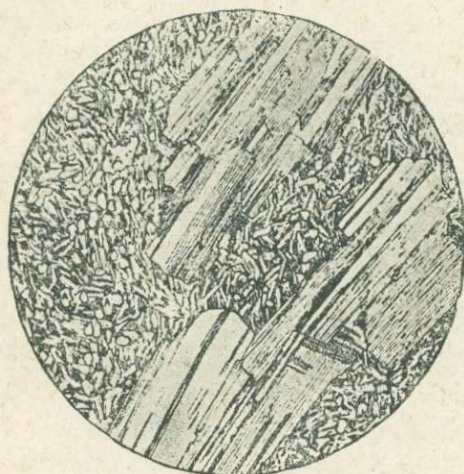
Фиг. 25. Беербахит. Магнетит, пироксен и плагиоклаз. $\times 18$.



Фиг. 26. Беербахит порфировидный. *O* — оливин, *P* — пироксен, *F* — плагиоклаз, черное — магнетит.

11. Спессартиты

Эти породы мало распространены; они встречены в кварцевом диорите во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Породы окрашены в темносерый цвет и имеют мелкозернистое строение. Невооруженным глазом хорошо различаются игловидные кристаллы роговой обманки длиной до 2 мм, а иногда до 1 см. Текстура массивная.



Фиг. 27. Габбро-порфирит. Фенокристаллы плагиоклаза в мелкозернистой массе, состоящей из магнетита, авгита и плагиоклаза. $\times 19$.

Минералогический состав: роговая обманка, плагиоклаз (андезин-лабрадор) и кварц; акцессорные — магнетит, апатит, сфен; вторичные — хлорит и эпидот. Кварца немного; он занимает промежутки между роговой обманкой и плагиоклазом.

Структура обусловлена идиоморфизмом главных компонентов — роговой обманки и плагиоклаза и может быть названа панидиоморфно-зернистой. Иногда она порфировая.



Фиг. 28. Габбро-порфирит. *P* — пироксен, *O* — оливин, *F* — плагиоклаз. Основная масса мелкозернистая. $\times 12$.

12. Габбро-порфиры

Эти породы являются весьма распространенными и пересекают обыкновенно габбро и габбро-диориты. Различаются два типа: более основные породы, встречающиеся в тылаитах и оливиновых меланократовых габбро; они связаны с пироксенитовой магмой; второй тип — более кислые породы, пересекающие обыкновенные габбро; в этих породах цветные компоненты играют подчиненную роль. Такие породы иногда образуют значительные дайки в габбро.

Эти породы П. Дюпарком описаны под именем микрогаббро, но так как они всегда имеют ясно выраженную порфировую структуру (фиг. 27 и 28), их лучше описывать под именем габбро-порфиритов.

Фенокристаллы — магнетит, оливин, авгит, гиперстен, биотит и плагиоклазы.

Магнетит встречается редко. Оливин редок и наблюдается только в породах первого типа. Авгит в породах первого типа встречается часто и образует довольно значительные кристаллы. В породах второго типа авгит довольно редкий минерал, причем величина кристаллов его меньше и не превосходит величину кристаллов плагиоклазов. Иногда он совсем отсутствует. Гиперстен встречается в небольшом количестве и притом только в породах второго типа; иногда он обилен, но в мелких кристаллах. Оптические константы его нормальные. Биотит встречается только в породах первого типа и является довольно обильным; он обыкновенно окаймляет зерна магнетита. Плагиоклазы обильны и часто образуют большие кристаллы, но встречаются только в породах второго типа. По составу они представлены лабрадором.



Фиг. 29. Оливиновый лампрофир. О — оливин, А — авгит, черное — магнетит. В основной массе плагиоклаз с зернами авгита и магнетита. $\times 18$.

Основная масса в породах первого типа состоит из изометричных зерен магнетита, пироксена, оливина, бурого биотита и лабрадора. Оливин редок, пироксен, наоборот, обилен; феррические компоненты по количеству почти равны плагиоклазу.

В породах второго типа основная масса мелкозернистая и состоит из магнетита, авгита, лабрадора, при преобладании авгита. Величина зерен последнего от 0.13 до 0.06 мм.

Вторичные изменения. Породы довольно сильно разложены: авгит хлоритизирован, плагиоклазы каолинизированы, пелитизированы и сосюритизированы.

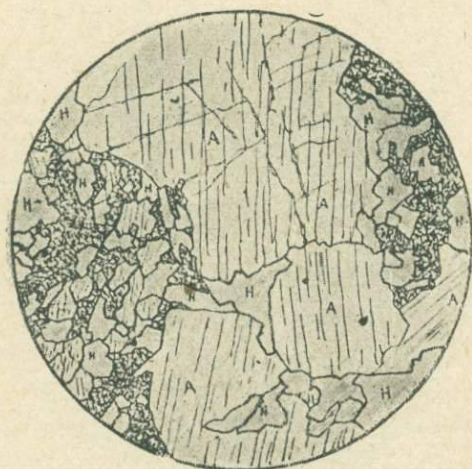
13. Оливиновые лампрофиры

Эти породы встречены только в Павдинской даче, где они развиты жилами в габбро и в кварцевых диоритах. Это меланократовые породы с фенокристаллами магнетита, оливина, авгита и плагиоклаза (55—75% анортита) (фиг. 29). Последний зонален, причем в краевых частях определяются андезин и даже альбит-олигоклаз (от 48 до 13% анортита).

Фенокристаллы. Магнетит очень обилен. Оливин также очень обилен, но несколько уступает пироксену. Авгит является преобладающим минералом первой генерации; его оптические константы:

$$2V = +56^\circ; \angle N_g [001] = 45^\circ; N_g - N_p = 0.025.$$

Основная масса варьирует в количестве и состоит из магнетита, авгита и микролитов лабрадора; иногда наблюдаются небольшие остатки стекла. Плаггиоклазы также зональны и имеют такой же состав.



Фиг. 30. Авгитовый лампрофир. А — авгит, Н — роговая обманка. Плаггиоклазы каолинизированы. $\times 18$.

литов нацело соскюритизированного плаггиоклаза. Роговая обманка темно-зеленая, причем центральные части обыкновенно менее окрашены; она является результатом уралитизации пироксена. Роговая обманка преобладает над плаггиоклазами и биотитом.

14. Авгитовые лампрофиры

Это редкие тонкозернистые темносерые и черные породы с вкрапленниками только авгита (фиг. 30) и основной массы, состоящей существенно из фемических компонентов. Фенокристаллы авгита почти всегда зональны; константы его обычны.

Основная масса микрозернистая, полнокристаллическая, состоящая из зерен магнетита, призматических кристалликов амфибола, бурого биотита и микро-

15. Диабазовые порфиры

Эти породы встречены в большом количестве в габбро, слагающих Княспинскую сопку во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Они образуют жилы, приуроченные к вертикальным трещинам отдельности направления NE—SW. Мощность жил 1—2 м, реже больше.

Это зеленовато-темносерые тонкозернистые эвпорфировые породы с фенокристаллами плаггиоклаза (лабрадор-анортит) и авгита. Текстура массивная.

Основная масса имеет диабазовую структуру; она состоит из плаггиоклазов, в промежутках между которыми располагаются остатки измененного пироксена, эпидота, хлорита, роговой обманки, пластинки биотита, магнетита и нередко небольшого количества кварца. Плаггиоклазы в основ-

ной массе несколько кислее и выражены андезин-лабрадором (41—53% анортита) и реже битовнитом (72—76% анортита).

Породы довольно сильно разложены: плагиоклазы сосюритизированы и иногда замещены актинолитом; пироксен уралитизирован, хотя во многих случаях не особенно сильно.

16. Диабазы

Так же как и предыдущие породы, диабазы встречены в габбро той же сопки. Они образуют жилы, приуроченные к той же системе трещин отдельности. Мощность жил такая же. Диабазы отличаются от предыдущих пород лишь структурой; они генетически связаны с диабазовыми порфиридами.

Это тонкозернистые массивные породы, окрашенные в зеленовато-темносерый и темнозеленый цвета.

Структура диабазовая.

17. Микродиориты

Эти породы идентичны микрогаббро и беербахитам, от которых отличаются более кислым плагиоклазом, представленным обыкновенно зональным андезином, меньшим количеством цветных компонентов и наличием незначительного количества кварца. Микродиориты залегают в виде тонких жил в дунитах, пироксенитах и различных габбро; по условиям залегания они аналогичны беербахитам, с которыми имеют постепенные переходы.

Главными минералами их являются плагиоклаз и роговая обманка, окрашенная в зеленый и буровато-зеленый цвета. Структура их близка к структуре беербахитов; текстура массивная; окраска темносерая.

18. Диорит-порфириды

Эти породы совершенно идентичны габбро-порфиридам, с которыми она связаны переходами, и отличаются от них несколько меньшим количеством цветных компонентов и более кислым плагиоклазом.

Фенокристаллы — магнетит, биотит, авгит, роговая обманка и плагиоклазы. Биотит имеет характер вторичного минерала. Авгит очень редок и часто отсутствует. Роговая обманка встречается не во всех образцах, но тогда, когда присутствует, она обильна. Кристаллы ее удлиненные. Константы ее: $\angle Ng [001] = 18-20^\circ$; $2V = -71^\circ 30'$; $Ng - Nr = 0.016-0.022$. Плеохроизм по Ng — бледнозеленый; по Nm — зеленый; по Nr — бледножелтовато-коричневый.

Химический состав меланократовых жильных пород приводится в табл. 8 (в %).

Таблица 8

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII	XVIII	XIX	XX	XXI
SiO ₂	31.84	22.64	36.67	31.01	42.84	33.00	41.97	47.48	44.94	53.40	46.93	42.67	46.50	49.37	46.56	52.89	48.42	44.94	50.72	49.63	58.81
TiO ₂	—	0.99	—	0.89	—	1.23	1.06	0.79	—	0.63	—	0.80	0.83	0.55	—	0.67	0.46	0.75	1.12	1.42	—
Al ₂ O ₃	1.37	3.98	6.65	8.94	3.60	14.56	16.60	12.00	4.84	17.17	11.83	16.33	15.70	20.61	12.33	15.95	13.48	13.96	15.55	14.03	16.94
Cr ₂ O ₃	—	—	0.16	—	3.04	—	—	—	0.76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	15.63	26.93	9.61	8.28	5.69	9.20	3.28	4.86	4.64	5.84	7.58	12.66	8.92	4.40	6.02	3.74	3.67	5.18	3.71	4.19	2.14
FeO	14.25	19.54	12.80	17.79	8.48	12.33	11.22	8.73	6.75	5.59	6.03	5.14	6.50	5.10	7.09	8.16	7.01	7.56	10.54	9.31	5.80
MnO	—	—	—	0.08	—	0.04	—	—	—	—	—	—	0.21	0.14	—	—	следы	следы	0.25	0.31	0.01
CaO	0.91	—	6.06	3.81	11.41	15.70	12.65	11.02	14.70	8.92	13.26	14.40	12.47	11.20	13.18	8.63	10.47	13.86	8.87	9.87	7.16
MgO	33.10	22.57	27.25	25.61	24.60	9.86	7.02	9.89	23.16	2.62	12.28	5.67	5.82	4.43	12.49	3.06	10.31	8.46	2.96	4.32	3.10
K ₂ O	2.49	—	0.10	0.34	0.42	0.96	1.18	0.48	—	0.92	0.44	0.30	0.55	0.57	0.24	2.08	2.58	1.08	2.04	1.56	1.07
Na ₂ O	—	—	0.36	0.77	0.61	1.39	2.55	2.32	—	3.41	3.12	2.48	1.70	2.84	1.75	2.45	2.51	1.55	1.92	3.01	4.09
H ₂ O	—	2.22	2.92	2.19	1.80	1.52	2.60	2.16	1.44	1.05	0.92	0.68	0.90	1.02	0.54	0.90	0.22	2.24	2.24	2.70	0.52
	99.59	99.25	99.58	99.71	102.49	99.79	100.13	99.73	101.23	99.55	102.39	101.13	100.10	100.23	100.20	98.53	99.03	99.58	99.92	100.35	99.64
α	0.79	0.52	0.84	0.76	1.11	0.79	1.23	1.61	1.26	1.83	1.35	1.17	1.4	1.5	1.34	1.89	1.5	1.44	1.7	1.7	2.17
RO	9.4	4.03	7.69	6.99	10.5	3.66	3.34	4.11	13.30	1.8	4.2	2.15	2.3	1.9	4.27	2.25	4.6	3.51	2.5	2.9	1.7
R ₂ O ₃	1	1	1	1		1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	4.7	1.82	4.47	3.81	7.8	2.85	3.89	5.43	10.5	4.4	4.8	3.01	3.7	3.6	4.9	5	5.25	4.48	4.8	5.1	5.4
R ₂ O:RO	1:470	1:380	1:192	1:65	1:71	1:2	1:10	1:13	—	1:44	1:11	1:11	1:26	1:7	1:21	1:5.8	1:8.5	1:16	1:7	1:6	1:4

Примечание. I — сидеронитовый дунит с Косьвинского Камня; II — сидеронитовый дунит V — гареваит; VI — иссит меланократовый, состоящий почти исключительно из роговой обманки; циируется с диопсидом; анортит достаточно обильный; VIII — иссит с небольшим количеством магне- с Горевой сопки; XII — роговообманковый беербахит с Черного увала, 2-я Вагранская дача на Северном во 2-й Вагранской даче на Северном Урале; XIV — то же. XV — габбро-порфирит первого типа Павдинская дача; XVIII — авгитовый лампрофир, Павдинская дача; XIX — диабазовый порфирит,

с Качканара; III — сидеронитовый дунит из Тагильского района; IV — казанскит с Казанского Камня; VII — иссит, представляющий собою тип переходный к плагиоклазовым исситам. Роговая обманка ассо- тита и обильным плагиоклазом; IX — вердит с Косьвинского Камня; X — павдит; XI — беербахит Урале; XIII — роговообманковый беербахит из ксенолита в роговообманковом габбро, сопка острая (см. текст); XVI — габбро-порфирит второго типа (см. текст); XVII — оливиновый лампрофир, Княспинская сопка, 2-я Вагранская дача; XX — диабаз, там же; XXI — диорит-порфирит.

Плагиоклазы по количеству и по размерам отдельных кристаллов преобладают над роговой обманкой. Они часто зональны. Состав в зонах меняется от андезина (34% анортита) до лабрадора (70% анортита), но преобладают первые.

Основная масса микрозернистая, состоящая из тех же элементов, что и фенокристаллы.

Кроме описанных меланократовых жильных пород, встречаются оливиновые, нормальные и роговообманковые габбро, либо совсем сходные с соответствующими глубинными породами, либо отличающиеся от них мелкозернистыми структурами. Наименее часто встречаются оливиновые габбро.

VI. МЕЗОКРАТОВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ, СВЯЗАННЫЕ С БОЛЬШИМИ ИНТРУЗИЯМИ

1. Кварцевые микродиориты и кварцевые диорит-порфириды

Породы этой группы окрашены в серые и реже в темносерые цвета и имеют в большинстве случаев тонкозернистую и реже мелкозернистую структуру. Они встречаются в виде тонких жил обыкновенно в роговообманковых габбро и в кварцевых диоритах. Они аналогичны микродиоритам и диорит-порфиридам, от которых отличаются меньшим количеством цветных компонентов и наличием большого количества кварца. Структура их такая же, как и указанных сходных с ними пород.

Минералогический состав: роговая обманка, плагиоклаз, андезин (34—50% анортита), кварц, биотит и акцессорные — магнетит, апатит и сфен. Редко наблюдается авгит. Количество кварца иногда значительно и достигает 25%.

В порфировых разновидностях количество фенокристаллов значительно (фиг. 31).

Структура кварцевых микродиоритов то близка к гранитовой, то к гранулитовой, то обусловлена более сильным идиоморфизмом плагиоклаза, чем цветного компонента, и резко ксеноморфным кварцем.

2. Гладкаиты

Этот термин предложен Л. Дюпарком для названия мезократовой породы, встречающейся в виде жил в дуните Гладкой сопки во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Мощность жил примерно $\frac{1}{2}$ —1 м.

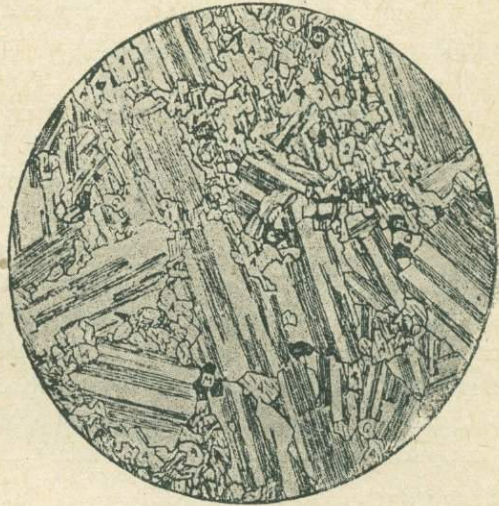
Это серые породы, состоящие из мелко- и среднезернистой массы, усаженной порфировыми выделениями полевого шпата и роговой обманки. Длина кристаллов последней достигает 5 мм, а кристаллы полевого шпата достигают размеров $3 \times 5 \times 7 \times 8$ мм.

Структура породы ясно выраженная порфировая, структура основной массы гипидиоморфнозернистая, текстура слабо выраженная гнейсовидная. Замечается параллельно-линейное распределение биотита.

Минералогический состав породы: биотит, роговая обманка, плагиоклаз, кварц и второстепенные — апатит, сфен, рудные (магнетит); эпидот, серицит и мусковит.

В качестве порфириковых выделений наблюдаются перечисленные главные компоненты, причем преобладающими являются плагиоклаз и роговая обманка.

Биотит бурый, встречается в виде мелких пластинок и по количеству уступает роговой обманке. Последняя зеленая, типа обыкновенной роговой обманки. Плагиоклаз зональный, причем в центральных частях определяется основной андезин №№ 41—48, а в наружных каймах основной олигоклаз и кислый андезин — №№ 29—32. Форма кристаллов плагиоклаза столбчатая и таблитчатая. Плагиоклазы довольно свежи, и только центральные части немного разложены.



Фиг. 31. Микродиорит кварцевый. Многочисленные фенокристаллы плагиоклаза в микрозернистой массе, состоящей из кварца, роговой обманки и плагиоклаза (окул. 2, объект. 0).

3. Роговообманковые пегматиты

Эти пегматиты относятся к двум типам:

а) *Роговообманковые пегматиты*, состоящие из письменного прорастания полевого шпата кварцем, нередко усаженного крупными кристаллами роговой обманки. Они встречены в виде жил, мощностью около 1 м в оливиновом пироксените Гладкой сопки во 2-й Вагранской даче. Это белые крупнозернистые породы, в которых макроскопически ясно выражено пегматитовое прорастание полевого шпата кварцем. Порода изредка усажена кристалликами роговой обманки, окрашенной в черный цвет. Кристаллы ее столбчатые и достигают в длину 3—4 см.

Под микроскопом порода представляет пегматитовое срастание олигоклаза № 28 и калинатового полевого шпата кварцем, причем олигоклаз сильно преобладает над калинатовым шпатом. Полевые шпаты серицитизированы и пелитизированы. В олигоклазе встречаются мелкие зерна эпидот-цоизита и иногда скопления их. Порода сильно давлена.

Роговая обманка зеленая, обычного типа, такая же, как в габбро-пегматитах.

б) *Роговообманковые пегматиты* (габбро-пегматиты). Эти породы встречаются как в виде отдельных жил, иногда достигающих мощности нескольких метров, но нередко уменьшающихся до прожилков в 3—5 см, так и в виде небольших многочисленных прожилков.

Они довольно сильно распространены во многих массивах описываемой полосы и пересекают как дуниты, пироксениты, так и габбро.

В большом количестве они встречены в районе Денежкина Камня, во 2-й Вагранской даче, в истоках р. Полудневной, в районе Казанского Камня, на Качканаре и в других местах. Показательно, что эти породы отсутствуют в Тагильском районе.

Роговообманковые пегматиты состоят главным образом из крупных кристаллов роговой обманки, достигающих в длину 20 см, и крупных же кристаллов плагиоклаза. Кроме этих главных компонентов описываемых пород, в последних встречаются в небольшом количестве моноклинный пироксен и в виде примеси магнетит, сфен и халькопирит. Из вторичных минералов наблюдаются минералы группы эпидота, серицит, как продукты разложения плагиоклаза, и иногда хлорит, образующийся из роговой обманки.

Вследствие очень крупных кристаллов роговой обманки и плагиоклаза породы имеют структуру типа пегматитов — гигантоплазматическую. Названные минералы расположены без письменного (пегматитового) прорастания друг друга. Обычно в расположении удлиненных кристаллов роговой обманки нет определенной закономерности, но иногда явно выражена ориентировка таких кристаллов в одном направлении, почти перпендикулярно к стенкам жил.

Чаще всего роговая обманка приурочивается к краям жилы, тогда как в средней части жилы порода оказывается сложенной только плагиоклазом.

Микроскопическое рассмотрение позволяет изучить компоненты, входящие в состав описываемых пород, но мало вносит дополнений в характеристику структуры, главные особенности которой лучше распознаются макроскопически.

Плагиоклаз представлен основным андезином, лабрадором и битовнитом, №№ 45—46 и 67—70.

Плагиоклазы несколько сосюритизированы. Роговая обманка зеленая; ее константы таковы: плеохроизм Ng — зеленый, Nm — зеленовато-желтоватый, Np — светложелтый; $\angle Ng [001] = 19^\circ$; $Ng - Np = 0.023$; $2V = -70^\circ$.

Большую частью роговая обманка свежа, но иногда слегка разложена — хлоритизирована. Пироксен моноклинный, встречающийся в виде остатков от замещения роговой обманкой.

4. Кварцевые диориты

Эти породы встречаются в габбро и пироксенитах в виде маломощных (обычно несколько сантиметров около 10—15) жил. Они имеют тесную генетическую связь с плагиолитами, от которых отличаются большим количеством роговой обманки, и местами переходят в них. Количество роговой обманки весьма непостоянно, вследствие чего в одной и той же жиле можно видеть переходы от лейкократовых участков в участки, содержащие заметное количество роговой обманки (мезократовые участки).

С другой стороны, замечаются переходы кварцевых диоритов в роговообманковые пегматиты (габбро-пегматиты), вследствие уменьшения и полного исчезновения кварца и увеличения количества роговой обманки, увеличения основности плагиоклаза, а также увеличения размеров слагающих минералов.

Следует отметить, что роговая обманка развивается неодинаково во всей массе жилы — в одних разностях она концентрируется у зальбандов, а в других в центральных частях жил. Наконец, в третьих роговая обманка концентрируется в неправильных участках, которые иногда оказываются нацело сложенными роговой обманкой.

Минералогический состав кварцевых диоритов достаточно прост: кварц, плагиоклаз (олигоклаз, андезин), роговая обманка и акцессорные — апатит, титанит и магнетит. В породах развиты в том или ином количестве вторичные минералы — серицит, хлорит, эпидот-цоизит.

Плагиоклаз представлен олигоклазом №№ 23—28 и андезином №№ 35—39 и 42—47. Иногда плагиоклазы зональные. Они подверглись значительному разложению — сосюритизации. Иногда наблюдается альбитизация плагиоклазов, выраженная мелкими неправильными жилками, проходящими в кристаллах плагиоклаза. Последний наблюдается то в виде ксеноморфных зерен, то в форме ясно выраженных идиоморфных кристаллов.

Роговая обманка обыкновенная, окрашенная в зеленый цвет.

Структура кварцевых диоритов различная. Чаще всего крупнозернистая и порфириовидная, реже среднезернистая и также порфириовидная и еще реже мелкозернистая. В последнем случае породы мы называем микродиоритами, которые по количеству цветных минералов отличаются от микродиоритов, отнесенных к меланократовому ряду.

Изменение структуры иногда замечается в пределах одной и той же жилки, у зальбандов которой часто наблюдаются мелкозернистые, а в центральных частях средне- и даже крупнозернистые разности.

Размеры зерен кварца и полевого шпата меняются от 1 мм и меньше в поперечнике до 1 кв. см и более в сечении. Роговая обманка имеет такие же колебания в размерах, иногда она достигает 2 см в длину.

Текстура пород то однородная, то атакситовая, вследствие чередования неправильных участков различного состава (обогащение роговой

обманкой), а также вследствие захватов и перекристаллизации участков габбро. Атакситовая текстура особенно хорошо выражена в породах, проходящих в зонах разлома (фиг. 32), где плагиоаплитовая магма в силу ассимиляции габбро дала ряд пород от плагиоаплитов через кварцевые диориты до диоритов и даже более основных.



Фиг. 32. Раздробленное габбро, пронизанное жилами плагиоаплита и кварцевых диоритов и резе роговообманковых пегматитов. Ясно видны ксенолиты габбро, значительно ассимилированные. Отчетливо выражена амфиболитизация габбро возле жил плагиоаплита. 2-я Вагранская дача.

и сосюртитизирован, какому изменению подвергаются более сильно центральные части зонального плагиоклаза. Наблюдается мирмекитовое прорастание плагиоклаза кварцем.

Иногда наблюдается идиоморфный кварц.

Турмалин встречается в виде 2 столбиков, длиной 0.3—0.6 мм, расположенных в зернах плагиоклаза. Он образовался позже последнего.

Порода подверглась пневматолиту, выразившемуся в образовании мусковита и турмалина.

5. Банатиты

Это светлосерые мелкозернистые породы, местами переходящие в аплит. Они встречаются в габбро в виде жил небольшой мощности, оставшейся невыясненной из-за плохой обнаженности.

Минералогический состав: бурый биотит, плагиоклаз (олигоклаз № № 20—30), калинатровый полевой шпат (микроклин), кварц и акцессорные — апатит, рудные минералы, сфен и турмалин. Вторичные — серицит, эпидотцоизит, мусковит, хлорит.

Плагиоклаз идиоморфный и сильно преобладает над калинатровыми полевыми шпатами. Олигоклаз несколько пелитизирован

6. Микрограниты

Породы мелкозернистые и окрашены в светлосерый цвет. Они состоят из биотита, альбита, микроклина, кварца и примеси магнетита. В качестве вторичных встречаются мусковит и серицит. Плаггиоклаз представлен альбитом.

Среди мезократовых жильных пород нередко встречаются нормальные, роговообманковые габбро и габбро-нориты, которые либо совсем сходны с соответствующими глубинными породами, либо отличаются от последних мелкозернистой структурой. Мощность их от 10 см до 1—1¹/₂ м. Они залегают в дунитах, пироксенитах и габбро.

VII. ЛЕЙКОКРАТОВЫЕ ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ

Эти породы представлены главным образом плаггиоклазитами и плаггиаплитами, генетически связанными с габбро-перидотитовыми породами. Гораздо реже встречаются аплиты и пегматиты.

1. Плаггиоклазиты

Эти породы встречаются довольно часто и залегают в виде жил, мощностью от 1 см и менее до нескольких метров, в дунитах, пироксенитах и габбро. Они тесно связаны с плаггиаплитами, от которых не всегда могут быть отличены в поле.

В зависимости от состава плаггиоклаза эти породы разбиваются на альбититы, олигоклаз-андезиниты, лабрадориты и битовнититы.

а) *Альбититы*. Это светлосерые неравнозернистые породы, величина зерен которых меняется от мелкой до средней, и реже встречаются крупнозернистые участки.

Макроскопически хорошо видны темные минералы, занимающие промежутки между зернами полевого шпата.

Под микроскопом породы состоят из альбита №№ 5—6. Совершенно подчиненное значение имеют биотит, сфен и иголки рutilа, находящиеся либо в биотите, либо рядом с ним.

Альбит встречается в более или менее изометричных зернах.

б) *Олигоклаз-андезиниты*. Породы весьма неравномерно раскристаллизованы и меняются по структуре от крупнозернистой до среднезернистой, а местами и мелкозернистой. Они сложены одним плаггиоклазом, но вблизи пироксенита в жилах появляется роговая обманка, очевидно образовавшаяся в результате взаимодействия плаггиоклазитовой магмы и пироксенита.

Кроме плаггиоклаза №№ 28—37 в состав пород в ничтожном количестве входит кварц, большую часть в виде идиоморфных

включений в плагиоклазе, и вторичные минералы — серицит, мусковит, эпидот-цоизит, образовавшиеся за счет разложения плагиоклаза. Последний несколько зональный и сильно давлен — некоторые зерна изогнуты и раздроблены. Плагиоклаз сильно мутный, вследствие пелитизации, серицитизации и эпидотизации. Кое-где наблюдаются прожилки кварца.

с) *Лабрадориты*. Породы крупнозернистые и окрашены в светлосерый цвет. Величина зерен плагиоклаза достигает 2 кв. см в разрезе. Породы состоят из основного лабрадора №№ 62—70 при незначительном количестве хлорита, эпидот-цоизита и сосюритовой массы, образовавшейся за счет разрушения плагиоклаза. Хлорит развивается по трещинкам плагиоклаза, подвергшегося сильному давлению.

д) *Битовнититы*. Это белые мелкозернистые сахаровидные породы, нацело сложенные только битовнитом №№ 80—86, подвергшимся слабой эпидотизации, приуроченной к трещинкам разлома. Структура панидиоморфнозернистая. Битовнит слабо зональный, края представлены плагиоклазом №№ 70—76.

2. Плагиаплиты

Эти породы, так же как и плагиоклазиты, встречаются в виде мелких жил в дунитах, пироксенитах и габбро, причем мощность меняется от 1 см до нескольких метров. Плагиаплиты по внешнему виду очень сходны с аплитами и отличаются от последних главным образом отсутствием калинатрового полевого шпата и иногда несколько более крупнозернистой структурой. Группа полевых шпатов здесь представлена кислыми плагиоклазами — в одних породах альбитом №№ 3—9, а в других олигоклазом №№ 20—30 и даже андезином № 38.

Кроме полевого шпата главным пороодообразующим минералом является кварц. Второстепенное значение имеют биотит, апатит, сфен, роговая обманка, иногда калиевый полевой шпат и вторичные — серицит, мусковит, эпидот-цоизит и иногда пренит.

Роговая обманка светлозеленая, иногда содержащая включения сфена, возле которых образуются плеохроичные дворики. Она местами разлагается, переходя в хлорит. Эпидот иногда развит в большом количестве и образует лучистые агрегаты.

Структура мелко- и среднезернистая, обычно неравномерно-зернистая и порфириовидная. Вследствие большого давления породы несколько потеряли первичную структуру и приобрели в некоторых случаях слабую гнейсовидность. Последняя обуславливается ориентировкой мусковита и листочков биотита.

Замечается, что идиоморфизм полевых шпатов выражен более сильно, чем других минералов. Более основные различия плагиоклазов зональны.

3. Аплиты

Эти породы встречены в виде жил, мощностью меньше 1 м, чаще всего в габбро и реже в пироксенитах.

Это белые и светлосерые породы, подобные тем, какие не один раз описывались в других районах Урала.

Структура то равномернозернистая, то неравномернозернистая, то слабо порфириовидная.

Минералогический состав: микролин, ортоклаз, кислый плагиоклаз (альбит №№ 6—7), олигоклаз (№№ 20—28) кварц, биотит, мусковит, апатит, сфен и вторичные — хлорит, серицит и эпидот-цоизит. Биотит и мусковит встречаются в небольшом количестве и иногда совсем отсутствуют. Из полевых шпатов чаще встречаются микроклин, причем он бывает то один, то совместно с альбитом № 6 или с олигоклазом №№ 20—28. Олигоклаз иногда имеет зональное строение.

Количество калинатового полевого шпата и плагиоклаза различно: в одних разностях первый преобладает над плагиоклазом, в других количество названных полевых шпатов почти одинаково, и в третьих плагиоклаз является преобладающим. Иногда наблюдаются переходы, с одной стороны, в микрограниты при увеличении количества биотита, а с другой, в пегматиты, когда в аплитах появляются участки с пегматитовой структурой и происходит увеличение зерен, слагающих минералов. Также имеется связь с плагиаплитами при уменьшении и исчезновении калинатового полевого шпата.

Породы сильно давлены, причем по трещинкам разлома иногда образуются пластинки вторичного биотита, серицита и пренита. Изредка в породе появляется игольчатая вторичная роговая обманка типа актинолита.

4. Сиенит-аплиты

Эти породы встречены среди сиенито-диоритов Березовского увала на Денежкином Камне. Породы совершенно светлые средне- и крупнозернистые с редкими вкраплениями бурой слюды.

Минералогический состав: ортоклаз, олигоклаз и примесь — биотит, магнетит, апатит и сфен. Первые два минерала находятся почти в равном количестве. Мощность жил 5—10 м, длина до 30 м.

5. Пегматитовые граниты

Породы встречены в виде жил, примерно таких же размеров, как предыдущие, в кварцсодержащем диорите в том же районе. Структура неравномернозернистая. Крупнозернистые участки сменяются у зальбанда мелкозернистыми.

Таблица 9

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV
SiO ₂	55.20	62.20	73.72	42.29	45.86	45.22	41.99	56.79	59.03	56.65	60.80	62.80	74.60	76.80
TiO ₂	0.86	—	0.17	0.70	—	—	0.18	0.27	—	—	—	—	нет	0.18
Al ₂ O ₃	15.48	19.63	13.93	18.40	21.93	9.23	11.23	20.37	25.01	25.59	24.06	22.71	15.21	10.45
Fe ₂ O ₃	4.50	1.13	0.73	6.84	3.82	—	17.40	1.68	0.02	0.57	0.42	0.85	0.69	0.03
FeO	6.67	3.93	2.79	7.98	5.54	18.89	—	3.23	0.16	—	0.39	—	0.18	1.23
MnO	—	—	0.05	0.41	—	—	0.05	0.16	—	—	—	—	следы	следы
CaO	7.82	6.64	4.18	12.52	12.98	13.56	12.42	9.07	6.28	8.22	5.78	7.12	1.04	0.62
MgO	3.28	1.51	1.17	6.95	5.14	12.99	13.74	2.64	0.31	0.34	0.21	0.21	0.25	0.78
K ₂ O	1.62	1.06	0.84	1.13	0.43	—	0.32	0.59	1.55	0.25	0.33	0.43	1.08	3.80
Na ₂ O	2.82	4.54	2.78	1.11	2.21	—	0.69	4.16	6.62	6.62	7.64	6.70	6.20	2.51
H ₂ O	0.88	0.86	0.63	1.84	2.16	—	2.31	0.92	1.03	2.38	0.45	1.38	0.33	0.52
	99.13	101.50	99.99	100.17	100.17	—	100.33	99.88	100.01	100.62	100.08	101.40	99.58	98.92
α	2.04	2.32	4.2	1.3	1.27			2.0	1.7		1.99		4.1	5.43
RO	2.08	1.48	1.5	2.4	2.0			1.6	0.8		1.12		0.9	1.6
R ₂ O ₃	1	1	1	1	1			1	1		1		1	1
SiO ₂	5.20	5.20	9.3	3.6	3.1			4.5	3.3		4.2		8.1	12.5
R ₂ O:RO	1:5	1:2.5	1:2.6	1:3	1:11			1:3.7	1:1		1:3.8		4:1	1:1

Примечание. I — кварцевый диорит-порфирит; II — гладкаит; III — роговообманковый пегматит первого типа, Гладкая сопка, 2-я Вагранская дача; IV — роговообманковый пегматит второго типа (габбро-пегматит), 2-я Вагранская дача; V — то же, истоки р. Гаревой, Тылай-Конжаковские горы; VI — роговая обманка из габбро-пегматита, р. Полудневая, Конжаковский Камень; VII — то же, Омутная (Сиссертская дача); VIII — Кварцевый диорит, 2-я Вагранская дача; IX — олигоклаз-андезинит, там же; X — плагиоклазит, Косьвинский Камень; XI — плагиаплит, бедный роговой обманкой, Каменушка; XII — плагиаплит, Косьвинский камень; XIII — пегматит, сопка, 2-я Вагранская дача; XIV — гранулит (аплит), Павдинская дача.

Минералогический состав: ортоклаз, олигоклаз, биотит, кварц, апатит и магнетит. Кварц дает гранофировые сростки с олигоклазом и не дает их с ортоклазом.

6. Пегматиты

Эти породы встречены в виде жил в дуните и гранодиоритах. Это белые и светлосерые крупнозернистые породы обычного типа. Под микроскопом состоят из биотита, кварца, альбита, ортоклаза и микроклина. Наблюдается обычное пегматитовое прорастание. Нередко замечаются переходы в аплиты. Иногда вместо биотита наблюдается мусковит.

Химический состав мезократовых и лейкократовых пород приводится в табл. 9. (в %)

VIII. МАССИВНЫЕ ПОРОДЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

1. Змеевики

Змеевики образованы главным образом из перидотитов и реже из пироксенитов и оливиновых пород, по составу близких к дуниту. В том случае, если змеевики не смяты или смяты незначительно, обыкновенно удается довольно легко установить, из какой породы образована та или другая разность, но если змеевик значительно смят, то часто сглаживаются все признаки для суждения о первичной породе.

По структуре описываемые змеевики можно разделить на три типа: антигоритовые, хризотилово-антигоритовые и хризотилловые, причем наиболее сильно развиты змеевики второго типа, им уступают антигоритовые, а хризотилловые играют подчиненную роль.

Определенно замечается, что антигоритовые змеевики образованы главным образом из оливиновых пород, близко стоящих по составу к дуниту. Змеевики же, образованные из ясно выраженных перидотитов, в большинстве случаев относятся к хризотилово-антигоритовому типу. Также замечается, что развитие хризотила в змеевиках находится в тесной связи со степенью динамических воздействий на породу в том или ином месте, что отражается и на текстуре породы.

Так, в лежащих рядом участках змеевика, образованных из одной и той же оливиновой породы, близкой по составу к дуниту, но различно подвергшихся динамическим напряжениям, наблюдаются различные типы змеевиков. В участках нерассланцованных, несмятых развит антигоритовый змеевик, а в смятых — хризотилово-антигоритовый. Местами наблюдаются утесы смятых хризотилово-антигоритовых змеевиков, в которых встречаются яйцевидные и эллипсоидальные ядра (участки) нерассланцованных плотных однородных массивных антигоритовых змеевиков. Величина этих ядер (участков) меняется от куриного яйца до головы ребенка и даже несколько больше.

а) *Антигоритовые змеевики*. По внешнему виду эти змеевики сильно походят на дунит, от которого в некоторых случаях с трудом отличаются макроскопически. Это плотные, однородные, весьма тонкозернистые с раковистым изломом породы, имеющие массивное сложение и окрашенные в темнозеленые цвета. В тонких осколках змеевики просвечивают и имеют более светлый яркий зеленый цвет. Они имеют бурую или красноватую корку выветривания, впрочем более тонкую, чем у дунита.

Макроскопически в этих змеевиках обычно наблюдается мелкая вкрапленность магнетита и хромита, величина зерен которых то едва заметна невооруженным глазом, то колеблется около 1—3 кв. мм в сечении. Магнетит часто обилен и образует большие (до 1 кв. см в сечении) кристаллы и скопления, в виде неправильных гнезд, величиною большей частью до $1 \times 1 - 1\frac{1}{2}$ см и коротких жилок, мощность которых достигает 1 см.

Реже к описываемому типу змеевиков относятся разности, образованные из ясно выраженных перидотитов, — это те змеевики, у которых макроскопически отчетливо наблюдаются псевдоморфозы змеевика и граната по пироксену, порфириовидно выделяющиеся в плотной массе змеевика.

Придерживаясь терминологии Б. П. Кротова (15), микроструктуру этих змеевиков по форме слагающих индивидуумов антигорита можно разделить на три вида: игольчатую, брусотчатую и чешуйчатую. Редко микроструктура змеевиков однородная, обычно наблюдается чередование участков с различными микроструктурами.

б) *Хризотилово-антигоритовые змеевики*. По внешнему габитусу эти змеевики разделяются на две группы: массивные змеевики, образованные из ясно выраженных перидотитов, и смятые змеевики.

В первых макроскопически обычно отчетливо наблюдаются порфириовидно-выделяющиеся псевдоморфозы змеевика, а иногда змеевика и граната по пироксену. Количество этих псевдоморфоз различное: оно то ничтожно, то, наоборот, значительно, почти равно половине всей породы. Размеры их колеблются примерно около 2—4 кв. мм. Эти змеевики окрашены в темнозеленые и нередко в темносерые, почти черные цвета.

Смятые змеевики образованы вследствие динамометаморфизма как из типичных перидотитов, так и из оливиновых пород, близких к дуниту.

Это — то темнозеленые, фисташково-зеленые, светлозеленые, темносерые и серые с зеленоватыми оттенками породы, обладающие хорошо выраженной сланцеватостью и скорлуповатой отдельностью. Обычно в трещинах отдельности этих змеевиков образуются в виде примазок и жилок разности благородного змеевика, обычно имеющие незначительную мощность, выражающуюся большей частью в единицах миллиметра, но иногда достигающую 2—3 см. В этих же змеевиках развивается хризотил, то в виде грубых волокон, то в виде асбеста, причем волокна в том и другом случаях лежат перпендикулярно к стенкам трещин.

Изучение под микроскопом змеевиков показало, что все смятые разности относятся главным образом к хризотилово-антигоритовому и

реже хризотиловому типу и что массивные змеевики, образованные из более или менее типичных перидотитов, в громадном большинстве случаев также относятся к этому типу. В некоторых из таких разностей количество хризотила ничтожно и приурочено почти исключительно к псевдоморфозам по пироксену.

В этих змеевиках мы имеем сочетание двух разновидностей серпентина, а именно — антигорита и хризотила. Количество их различное, вследствие чего мы можем проследить стадии постепенных переходов антигоритовых змеевиков в хризотилые. Микроструктуры антигоритовых участков в этих породах совершенно тождественны вышеописанным микроструктурам антигоритовых змеевиков. Наблюдаются разности змеевиков, сложенные почти нацело антигоритом, в массе которого изредка проходят жилки хризотила, выдерживающиеся на протяжении почти всего шлифа. Жилки хризотила имеют различную мощность, меняющуюся от 0.05 и менее до 0.5 мм. Они обыкновенно идут в различных направлениях, вследствие чего образуются сетчатые структуры.

Количество хризотила и антигорита различное — преобладает то один, то другой; хризотил иногда развит настолько сильно, что змеевик ближе стоит к хризотиловому типу.

с) *Хризотилые змеевики*. Темнозеленые, нередко пятнистые, смятые породы, состоящие из хризотила и небольшого количества антигорита, магнетита и хромита. Иногда наблюдаются гранат и вторичный диопсид.

Хризотил встречается то в виде толстых шнуров, то в виде мелких участков с радикально-волокнистым строением, то, наконец, в виде тонких шнуров, идущих в различных направлениях. Структура сложная сетчатая. Пятнистость во многих случаях вызывается развитием гранита по пироксену.

Описанные змеевики сильно походят на змеевики из других районов и нередко тождественны им и в частности змеевикам из района Миасской дачи на Южном Урале, обстоятельно описанным Б. Н. Кротовым (15). Процессы озмеевикования оливиновых пород иногда до мельчайших деталей напоминают те, какие описаны в вышеназванной работе. Из вторичных минералов заслуживает особого внимания гранат, который встречается довольно часто и образуется за счет пироксена, обыкновенно частично его замещая. Следует подчеркнуть то обстоятельство, что при разложении пироксена иногда образуется бурватая, слабо прозрачная масса, составные части которой совершенно невозможно различать. Весьма вероятно, что такая масса представляет собою не что иное как агрегат неиндивидуализированных зерен граната и пыль магнетита, образующихся за счет пироксена. Это тем более вероятно, что в некоторых случаях можно проследить различные стадии перехода от вышеназванной массы к более ясно выраженной массе агрегата зерен граната, также представляющего ряд полосок, чередующихся с полосками серпентина.

2. Серпентинизированные перидотиты

Нормальные перидотиты не встречены. Они то нацело превращены в змеевики, то настолько сильно серпентинизированы, что от оливина ничего не осталось. Лишь в некоторых местах сохранились остатки последнего, по которым удалось совершенно определенно установить группу перидотитов. Изучение перидотитов с остатками оливина дало возможность безошибочно отметить в некоторых случаях змеевик, образованный из оливина, от змеевика, образованного из пироксена, так как в последнем случае очень часто образуются псевдоморфозы змеевика по пироксену, причем этот змеевик в большинстве случаев относится к хризотилу. Это явление, а также гранатизация пироксена позволяют считать, что описываемые породы содержали переменное количество оливина, то преобладающее над пироксеном, то ему почти равное, то, наконец, незначительное. Иначе говоря, мы имеем различные стадии переходов от оливиновых пород до пироксенитов. Изучение серпентинизированных перидотитов убеждает нас в том, что серпентинизация оливина происходит гораздо легче и быстрее, чем изменения пироксена в змеевик.

Это темносерые с зеленоватым оттенком породы, содержащие довольно частые кристаллы пироксена, величина которых меняется от 0.5 до 10—15 кв. мм. По внешнему виду все эти породы весьма близки и почти тождественны между собою; незначительные отличия их друг от друга заключаются лишь в колебании интенсивности окраски и в колебании количества кристаллов пироксена, которое впрочем почти одинаково.

При микроскопическом изучении этих пород устанавливаются различные степени серпентинизации их, а именно, от пород, почти нацело замещенных змеевиком, до слабо серпентинизированных перидотитов.

Минералогический состав: оливин, пироксен, змеевик, рудные зерна.

Оливин неравномерно серпентинизирован; процесс серпентинизации идет обычным путем; оливин замещается антигоритом в форме чешуек и брусочков. Пироксен сильно побурел, вследствие выделения пылеобразных зерен магнетита; он замещается хризотилом, волокна которого параллельны спайности (трещиноватости). Пироксен сильно уступает по количеству оливину. Порода озмеевикована неравномерно. Вполне определенно замечается, что пироксен замещается двумя разновидностями змеевика, различающимися друг от друга силою двупреломления. Один змеевик с обычным двупреломлением, а другой с несколько более высоким.

3. Гарцбургиты

В предыдущих породах, как говорилось выше, не всегда можно определить, какой был пироксен, а потому нельзя было провести разделение перидотитов на разновидности. В ту группу попали как верлиты, так и гарцбургиты и, возможно, лерцолиты.

В данную же группу выделены лишь гарцбургиты, также сильно подвергшиеся серпентинизации и нередко нацело перешедшие в змеевики, причем последние не всегда можно отличить от змеевиков, образованных из других перидотитов.

Гарцбургиты в значительном количестве развиты в массиве хребта Салатим, который является органической частью полосы малых интрузий и расположен между речками Тошемкой и Вижаем.

Этот массив сложен озмеевикованными перидотитами, из которых преобладающими являются гарцбургиты (саксониты), лишь местами переходящие в лердолиты. В центральной части массива Салатим встречаются дуниты с весьма незначительным содержанием пироксена, причем переходы дунитов к гарцбургитам постепенные. Замечается, что в центральной части массива находятся наиболее сохранившиеся перидотиты, а в краях последние сильно озмеевикованы, особенно с запада, где перидотиты окаймляются полосой плотного змеевика. Также замечается, что жильные породы (пироксениты микрогаббро-диабазы и микродиориты) чаще встречаются в периферической части и реже в центральной, причем в первой они сильно изменены — превращены в гранатово-пироксеновые, гранатово-хлоритовые, гранатово-везувиановые породы.

Гарцбургиты состоят из оливина, ромбического пироксена (энстатит-бронзита), шпинели и магнетита. Структура весьма яснозернистая и нередко неравномернозернистая, обусловленная более крупными зернами ромбического пироксена. Последние иногда содержат зерна оливина, образуя пойкилитовую структуру.

4. Серпентинизированные пироксениты

В этих породах оливин не встречен — он либо совсем отсутствовал либо нацело замещен змеевиком.

Микроскопическое исследование позволяет говорить, что некоторые породы состояли из одного пироксена, тогда как другие, вероятно, содержали то или иное количество оливина.

По характеру изменения эти породы можно разделить на следующие две подгруппы.

а) Сюда входят породы, в которых при метаморфизме *на ряду со змеевиком развивается вторичный пироксен*, а именно, диопсид. Последний иногда развит в большом количестве и образует жилки, очевидно следующие по трещинкам разлома.

Это темнозеленоватые плотные породы, в которых отчетливо наблюдаются кристаллы пироксена, величиною до 2—3 кв. мм.

Минералогический состав: авгит, змеевик, вторичный диопсид и рудные зерна (магнетит).

Оптические константы авгита таковы: $\angle Ng(001) = 45-47^\circ$; $2V = +56^\circ$; $Ng - Np = 0.022$; $Ng - Nm = 0.017$.

Пироксен наблюдается в виде довольно крупных кристаллов, имеющих большую часть неправильную форму. По периферии и возле трещин разлома кристаллов его замечается разложение пироксена — замещение его змеевиком в сопровождении обильного отложения магнетита. Некоторые кристаллы пироксена едва затронуты серпентинизацией, тогда как другие нацело разложены или разложены так сильно, что от первичных зерен сохранились лишь скелеты. При разложении пироксена образуются игольчатые (шестоватые) кристаллы вторичного пироксена (диопсида), иногда пронизывающие пластинки антигорита.

б) Во вторую группу мы выделяем *пироксениты*, в которых при серпентинизации развивается вторичный амфибол — бесцветная или слабозеленоватая тремолитообразная роговая обманка. Эти породы характеризуются чрезвычайно бедным количеством магнетита, выделяющимся при серпентинизации.

По внешнему габитусу, а также по характеру изменения пород данные породы в свою очередь можно разбить на следующие две подгруппы:

а) *Темнозеленые серпентинизированные оливиновые пироксениты.*

Породы состоят из пироксена, серпентина, тремолитообразного амфибола и магнетита.

Константы пироксена: $\angle Ng(001) = 52-62^\circ$; $2V = +62 - +66^\circ$; $Ng - Np = 0.024$.

Породы изменены весьма неравномерно. Местами они чрезвычайно слабо изменены, а именно, только кристаллы оливина нацело замещены змеевиком, а пироксены частично серпентинизированы и амфиболитизированы; наоборот, в других местах не только оливин, но и пироксен значительно замещены серпентином и, кроме того, пироксен сильно замещен роговой обманкой. Оптические константы пироксена: $\angle Ng(001) = 52-62^\circ$; $2V = +62 - +66^\circ$; $Ng - Np = 0.024$.

б) *Зеленовато-серые озмеевикованные пироксениты*, имеющие более светлую окраску, зависящую от совершенно ничтожного количества магнетита, присутствующего в породах.

Это зеленовато-серые среднезернистые однородные породы, состоящие из пироксена (диопсида), серпентина, роговой обманки; рудные минералы почти отсутствуют. Пироксен, встречающийся в виде кристаллов неправильной формы, слегка амфиболитизирован и сильно серпентинизирован. Тремолитообразная бесцветная роговая обманка, подобная ранее описанной, развивается по периферии кристаллов пироксена, образуя бахрому, и реже она внедряется вглубь кристаллов. Серпентин наблюдается исключительно в виде мелких пластинок, большей частью меньше 0.01 кв. мм. Он иногда замещает кристаллы пироксена, причем почти не происходит отложения магнетита. Это явление, характерное для данной группы пироксенитов, указывает на то, что состав пироксена отвечал почти чистому диопсиду. Последнее подтверждается и оптическими константами: $\angle Ng(001) = 49^\circ$; $2V = +48 - +54^\circ$; $Ng - Np = 0.028$; $Ng - Np = 0.024$.

В участках змеевика наблюдаются кристаллы изотропного граната и, возможно, везувиана. Образование граната очевидно происходит за счет пироксена, причем оно предшествовало образованию серпентина, так как последний проникает по трещинкам в зерна граната.

5. Измененные габбро

Несмотря на сильный метаморфизм, данные породы по первичному составу можно разделить на две подгруппы: меланократовые и обыкновенные габбро.

а) *Меланократовые габбро*. Это зеленовато-серые среднезернистые породы, состоящие главным образом из моноклинного пироксена, небольшие пространства между которым заняты полевым шпатом. Пироксен (диопсид) частично замещен бесцветной лучистой тремолитообразной роговой обманкой, которая развивается главным образом на периферии кристаллов пироксена. Кроме того, пироксен в некоторых местах частично замещен хлоритом, в агрегате мелких пластинок которого наблюдаются кристаллы лучистой роговой обманки и мелкие зерна других неопределимых вторичных минералов. Оптические константы пироксена: $\angle Ng(001) = 50$; $2V = +52^\circ$; $Ng - Np = 0.028$; $Ng - Nm = 0.021$.

Полевые шпаты обыкновенно сильно разложены — замещены весьма тонкозернистым агрегатом вторичных минералов: доизит, эпидот, пренит, гранат, иголки роговой обманки, альбит. Последний иногда слагает сплошные участки.

б) *Обыкновенные габбро*. Это темносерые, обычно с зеленоватым оттенком то грубо, то сильно сланцеватые породы, в которых отчетливо различаются кристаллы пироксена, величина которых меняется от 1 до 10—15 (редко) кв. мм, и легко различается мелко- или среднезернистая структура первичной породы. Породы иногда настолько сильно рассланцованы, что с большим трудом могут быть отличимы от альбитово-роговообманковых сланцев, являющихся вмещающими породами.

Эти породы сильно изменены. Пироксены всегда в той или иной степени амфиболитизированы — замещены почти бесцветным лучистым амфиболом, который лишь в единичных случаях окрашен в слабозеленоватый и зеленовато-буроватый цвет, причем в последнем случае замечается плеохроизм. Кроме того, иногда ясно выражено замещение пироксена бесцветным и реже слабозеленоватым хлоритом, иногда очень мало действующим на поляризованный цвет. Он местами развит в значительном количестве и замещает не только пироксен, но и роговую обманку. Иногда за счет пироксена развивается змеевик. Константы пироксена: $\angle Ng(001) = 40^\circ$; $2V = +48 - +50^\circ$. Константы роговой обманки, окрашенной в бледнозеленоватый цвет: $Ng - Np = 0.024$; $\angle Ng(001) = 17^\circ$; $2V = -74^\circ; -80^\circ; -84^\circ$.

Полевые штаты всегда разложены — они в той или иной степени превращены в агрегат мелких зерен альбита, цоизита, киноцоизита и, повидимому, гранита, пренита и др., в массе которых нередко проходят кристаллы лучистой обманки. Степень изменения плагиоклазов весьма различна. В большинстве случаев они надело разложены, причем часто еще удается судить о контурах первичных кристаллов и, в зависимости от этого, судить о первичной структуре породы. Плагиоклазы очень часто превращены в темносерую с буроватым оттенком массу, состоящую из агрегата мало индивидуализированных зерен вышеперечисленных минералов. Породы нередко настолько сильно давлены, что названная вторичная масса является сильно вытянутой в одном направлении и иногда разорванной на части. Темносерая с буроватым оттенком масса принимает линзовидную и даже шнуровидную форму, а иногда форму отдельных ключев. Иногда кристаллы полевого шпата, на ряду с вышеописанным изменением, распадаются в агрегат мелких зерен вторичного альбита, выполняющих пространство между кристаллами пироксена.

Из взаимоотношения роговой обманки и альбита следует, что кристаллизация первой происходила после образования альбита, так как игловидные кристаллы роговой обманки внедряются и пронизывают кристаллы альбита.

При микроскопическом изучении во многих случаях отчетливо можно различать структуру пород, типичную для обыкновенных габбро. Но нередко она несколько отступает от структуры последних и ближе стоит к диабазовой (к офитовой), а иногда является более или менее хорошо выраженной диабазовой (офитовой). Последнее зависит от степени идиоморфизма плагиоклазов, которые в некоторых разностях принимают форму столбчатых кристаллов. Породы с идиоморфным плагиоклазом и с более или менее хорошо выраженной диабазовой (офитовой) структурой мы выделяем в особую группу, описываемую нами под названием „измененные диабазы“.

Следует отметить, что вследствие сильного метаморфизма, а также и вследствие близости габбро и диабазов друг к другу нередко чрезвычайно трудно различать их между собою не только макроскопически, но и под микроскопом. Для некоторых пород ближе всего подходит название габбро-диабаз.

6. Измененные диабазы

Эти породы встречены на участке, где распространены вышеописанные измененные габбро, к которым они весьма близки.

На основании подробного изучения вероятнее всего допустить, что среди описываемых пород имеются разности, лишь структурно отличающиеся от габбро и принадлежащие вышеописанной серии пород — перидотит, пироксенит, габбро, обязанной дифференциации одной и той же магмы, с одной стороны, и разности, принадлежащие жильной фации,

последовавшей позже остывания габбро-перидотитовых пород. Последние описываются в группе жильных пород.

Макроскопически описываемые породы можно разделить на следующие две подгруппы.

а) Темносерые породы, макроскопически ничем не отличающиеся от вышеописанных габбро. От последних их можно отличить под микроскопом только по структуре, которая либо ясно выраженная диабазовая (офитовая), либо близкая к ней. В некоторых разностях первичная структура затемнена метаморфизмом, но, судя по сильно выраженному идиоморфизму полевых шпатов, она близка к диабазовой (офитовой).

Характер изменения этих пород совершенно такой же, как и ранее описанных габбро.

б) Мелкозернистые породы, окрашенные в тот же цвет и имеющие тот же состав, что и предыдущие породы, от которых они отличаются только более мелкозернистой, а иногда слегка порфирированной структурой. Величина зерен слагающих минералов обычно менее 1 кв. мм. Под микроскопом нет никакого различия между описываемыми и предыдущими породами. Идиоморфизм полевых шпатов в этих породах выражен еще сильнее. Отчетливо выражена диабазовая (офитовая) структура.

IX. ЖИЛЬНЫЕ ПОРОДЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

В большинстве случаев жильные породы метаморфизованы, причем часто так сильно, что чрезвычайно трудно судить об их первоначальном составе и сложении. Только изучение большой коллекции образцов и шлифов позволило нам установить, что первоначальными породами являются пироксениты, габбро и диабазы.

В зависимости от вышеназванных типов мы разделим жильные породы на две основные группы, в пределах которых породы будут подразделены по составу. Кроме того, основываясь на минералогическом составе, опишем отдельно те разности, первичную природу которых определенно установить невозможно, — многие хлоритово-везувианово-гранатовые породы.

1. Пироксениты и породы, образованные из них вследствие метаморфизма

Нормальные пироксениты не встречаются — все они изменены в той или иной степени, причем часто нацело замещены вторичными минералами.

Мало измененные разности пироксенитов позволяют разделить описываемые породы по структуре в свою очередь на три группы: 1) мелкозернистые, 2) среднезернистые и 3) крупнозернистые.

1) Измененные мелкозернистые пироксениты. Изменение мелкозернистых пироксенитов шло преимущественно в трех напра-

влениях: в замещении их гранатом и везувианом, в озмеевичковании и хлоритизации. О последовательности этих процессов судить очень трудно, так как для этого нет определенных данных. Есть лишь некоторые указания на то, что гранатизация, повидимому, предшествовала озмеевичкованию, а также и хлоритизации, так как в некоторых случаях наблюдаются жилки змеевичка в трещинках зерен граната. Степень изменения первичных пород выражена весьма различно — мы наблюдаем чрезвычайно широкие колебания по количеству как первичных, так и вторичных минералов.

В зависимости от характера изменения породы описываемой группы мы разделим на следующие подгруппы:

а) *Пироксеново-гранатовые породы*. Это светлозеленовато-серые, плотные породы, пересеченные тонкими (1—2 мм) жилками граната. Они на 40—75% состоят из пироксена, который встречается в виде неправильных зерен и реже — идиоморфных кристаллов. Промежутки между ними заняты темнобуровой массой, слабо действующей на поляризованный свет и состоящей, повидимому, из агретата очень мелких зерен вновь образующегося граната и остаточного пироксена. Совершенно определенно замечается, что зерна пироксена по периферии переходят в вышеназванную массу.

Вероятно, тем же процессом гранатизации следует объяснить помутнение пироксенов, выраженное чрезвычайно ярко и захватившее абсолютно все зерна. Нередко индивидуализация граната выражена отчетливо; он то бесцветный, то бурый и изотропен. Местами отчетливо видно замещение пироксена гранатом. На ряду с гранатом, повидимому, растет везувиан, насколько об этом можно судить по чрезвычайно мелким столбикообразным кристалликам. Кроме того, в породе встречаются зерна цоизита и небольшие пятна хлорита, очевидно образующегося из того же пироксена. Повидимому, при разложении пироксена происходит выделение титанита, встречающегося в виде мелких неправильных зерен в участках разложенного пироксена.

б) *Пироксеново-везувиановые породы*. Это зеленовато-серые мелкозернистые породы, имеющие несколько неоднородное строение вследствие неравномерного развития везувиана и граната.

Под микроскопом породы состоят из пироксена, везувиана и небольшого количества граната, цоизита, хлорита, лейкоксена и титанистого железняка.

Пироксен представляет собою остатки первичных зерен, в той или иной степени замещенных хлоритом, гранатом и везувианом.

Гранат встречается в виде агрегата плохо индивидуализированных зерен и в виде мелких кристалликов. В первом случае он не действует на поляризованный свет, а во втором обнаруживает слабую аномальность.

Везувиан сильно преобладает над гранатом. Он бесцветный и встречается преимущественно в виде длинных тонких столбиков, расположенных

в беспорядке, иногда они согнуты и расположены (на небольших участках) в одном направлении — это стебельчатые (сноповидные) агрегаты. Подобные участки местами сложены весьма тонкими (волосовидными), сильно согнутыми кристаллами везувиана (стебельчатые агрегаты). При большом количестве тонких и длинных столбиков везувиана, расположенных в беспорядке, образуется масса, напоминающая войлок.

Хлорит бесцветный; он встречается в виде небольших пятен.

с) *Пироксеново-хлоритовые породы*. Это светлозеленовато-серые тонкозернистые однородные породы, состоящие из пироксена (диопсида), хлорита и небольшого количества лейкоксена. Все кристаллы пироксена в той или иной степени замещены хлоритом, который либо в виде мелкопластинчатого агрегата выполняет участки пироксена, либо в виде пластинок проникает по спайности кристаллов последнего, разбивая тем самым зерна пироксена на части. Хлорит бесцветный. По количеству хлорит преобладает над пироксеном. Лейкоксена очень мало.

д) *Хлоритовые (хлоритово-магнетитовые) породы*. О происхождении этих пород судить чрезвычайно трудно, но на основании состава пород и принимая во внимание процессы хлоритизации пироксенов, иногда выраженные достаточно ясно, нет основания считать первичные породы иными, чем пироксениты.

Макроскопически эти породы подразделяются на следующие две группы:

а) Темносерые (черные) плотные однородные, слегка сланцеватые породы, у которых зернистость почти не выражена.

Макроскопически у них отчетливо наблюдаются кристаллы магнетита, иногда в форме октаэдров; величина зерен магнетита то едва различима невооруженным глазом, то достигает 2—3 кв. мм в сечении.

Под микроскопом они состоят из почти бесцветного хлорита и магнетита, иногда образующего жилки.

б) Темносерые с зеленоватым оттенком породы, в которых наблюдается зернистое строение, чем они собственно и отличаются от первых.

По составу они одинаковы с предыдущими, если не учитывать того, что в этих породах встречается лейкоксен, почти не наблюдающийся в предыдущих породах. Эти породы также богаты магнетитом, который образует довольно крупные кристаллы, достигающие 1 см в поперечнике, а также встречается в виде гнездообразных масс, величиною большей частью $1 \times 1 - 1\frac{1}{2}$ см и в виде коротких жилок, мощностью до 1 см.

В некоторых местах в хлоритовых породах наблюдается гранат встречающийся то в виде одиночных зерен, то (чаще) в виде жилообразных масс и участков самой неправильной формы.

е) *Хлоритово-везувианово-гранатовые породы*. В эту группу мы отнесем только те разности, в происхождении которых из пироксенитов мы почти не сомневаемся.

Это светлосерые тонкозернистые плотные породы, иногда сопровождающиеся темнозеленой змеевиково-хлоритовой оторочкой, проходящей у зальбанда. Контакт между оторочкой и гранатовой породой резкий.

Под микроскопом породы состоят из незначительного количества бесцветного хлорита, в виде мелких пятен, разбросанных по всей массе породы, небольшого количества цоизита и значительного количества граната и везувиана, которые являются главными составными частями породы. По количеству везувиана и граната близки между собою. Везувиан почти бесцветный, а гранат окрашен в буроватый цвет, причем бывает и изотропным и анизотропным. Нередко он представлен мало индивидуализированным агрегатом.

г) *Озмеевикованные пироксениты*. Макроскопически это темнозеленые однородные плотные породы, в которых зернистая структура выражена более или менее ясно, причем величина зерен меньше 1 кв. мм в сечении.

Под микроскопом наблюдается то или иное количество моноклинного пироксена (диопсида), весьма мелкопластинчатого змеевика, хлорита, лучистой бесцветной или слабозеленоватой роговой обманки и титанистого железняка, а также и лейкоксена. Пироксен замещается главным образом змеевиком и менее хлоритом и амфиболом.

Судить о том, входил ли оливин в состав названных пород, очень трудно; судя же по большому количеству остатков пироксена, можно полагать, что он (оливин) если и был, то в незначительном количестве. Кроме вышеупомянутых минералов иногда наблюдаются чрезвычайно мелкие образования, которые, по аналогии с другими породами, следует считать гранатом и везувианом.

2) *Измененные среднезернистые пироксениты*. Это зеленовато-серые среднезернистые породы, в которых отчетливо наблюдаются кристаллы пироксена, величина которых то меньше, то больше 1 мм в поперечнике.

Под микроскопом состав: диопсид, буровато-коричневый гранат, мелкие зерна везувиана, цоизита, пластинки бесцветного хлорита и небольшое количество магнетита. Оптические константы диопсида: $\angle Ng(001) = 55^\circ$; $2V = +61^\circ$; $Ng - Np = 0.026$; $Nm - Np = 0.006$.

Ясно выражено замещение пироксена хлоритом, а также и гранатом, причем последний внедряется в зерна пироксена и развивается на месте последнего в том или ином размере. Хлорит, повидимому, появился позже граната, так как он часто встречается в трещинах последнего. Взаимоотношения везувиана и граната неясны. Гранат изотропный и слегка окрашен. Магнетит встречается в виде редких мелких зерен.

3) *Измененные крупнозернистые пироксениты*. Изменение крупнозернистых пироксенитов идет главным образом в двух направлениях, а именно, в озмеевиковании и в замещении везувианом и гранатом

в зависимости от чего мы и рассмотрим эти породы, разбив их на две группы.

а) *Озмеевикованные пироксениты*. Это темнозеленые, несколько неоднородные по окраске породы, состоящие из крупных кристаллов пироксена, лежащих в массе, представляющей собою продукт разложения тех же пироксенов. Величина призматических кристаллов пироксена достигает 2—3 см ширины и 4—5 см длины.

Макроскопически отчетливо наблюдается магнетит, встречающийся то в форме мелких зерен, то в виде жилок, мощностью до 1—2 мм.

Под микроскопом пироксен (диаллаг) сильно озмеевикован, причем в процессе серпентинизации образуется вторичный пироксен, вместе со змеевиком слагающий систему тонких жилок, идущих в различных направлениях. Реже вторичный пироксен образует мелкие призматические кристаллики, расположенные без определенной ориентировки в массе змеевика. Первичный пироксен сильно разложен, вследствие чего трудно определить его оптические константы, удалось определить только: $\angle Ng(001) = 40^\circ$; $2V = +48^\circ$. Кроме того, в породе встречаются пятна бесцветного хлорита (?), также образованного за счет пироксена, и зерна магнетита. Повидимому, в породе был в ничтожном количестве оливин нацело замещенный змеевиком.

б) *Гранатово-везувиановые породы*. Породы неоднородные и состоят из неправильных участков, обогащенных то везувианом, то гранатом. Первые окрашены в светлозеленоватый цвет, а вторые в светлосерый. Ясно выражено развитие гранатово-везувиановой породы в участках, сложенных крупнозернистым пироксенитом, и замещение последних.

Под микроскопом участки, обогащенные гранатом, состоят главным образом из изотропного граната, небольшого количества мелких зерен везувиана, остатков пироксена и пятен серпентина. Участки, обогащенные везувианом, состоят почти из одного везувиана; среди которого встречаются остатки пироксена; гранат отсутствует. В участках крупнозернистого пироксенита, находящихся непосредственно в контакте с гранатово-везувиановой породой, замечается, что одни кристаллы пироксена лишь слегка помутнены и разбиты системой трещин, по которым произошло отложение серпентина, а иногда, кроме того, вторичного пироксена, а другие зерна пироксена почти нацело разложены — замещены антигоритом, вторичным пироксеном и отчасти гранатом, везувианом и титанитом.

2. Габбро, диабазы и породы, образованные из них вследствие метаморфизма

а) *Измененные мелкозернистые габбро*. Породы нередко неодинаково раскристаллизованы — в зальбандах более мелкозернисты и порфиридовидны. Окраска пород зеленовато-серая и темнозеленовато-серая. Текстура обыкновенно однородная.

Минералогический состав: разложенные полевые шпаты, сильно разложенный пироксен, буровато-зеленый вторичный биотит, амфибол, хлорит, цоизит, гранат, лейкоксен.

Полевые шпаты либо нацело замещены темносерой мало прозрачной массой, повидимому состоящей из альбита, цоизита, граната, пелита и др., либо разложены частично. В сохранившихся участках полевых шпатов определяется альбит, очевидно появившийся в результате декальцификации первичных плагиоклазов. Пироксен замещается хлоритом, гранатом и отчасти амфиболом.

Оптические константы пироксена: $2V = +46 - +52^\circ$; $N_g(001) = 32 - 49^\circ$; $N_g - N_p = 0.026 - 0.029$.

Структура первичных пород сильно замаскирована продуктом вторичного изменения.

б) *Измененные диабазы.* Темнозеленовато-серые тонкозернистые массивные однородные породы. Под микроскопом структура ясно выраженная диабазовая (фиг. 33). Длинные столбчатые кристаллы полевого шпата разложены; сильно мутны и окрашены в темнобуровато-серый цвет вследствие образования агрегата зерен вторичных минералов, не поддающихся определению. Среди вторичных минералов, наполняющих кристаллы плагиоклазов, отчетливо наблюдаются ксеноморфные (реже столбчатые кристаллы) зерна клиноцоизита и альбита. Пироксен нацело замещен светлозеленой роговой обманкой и светлозеленым хлоритом, очень слабо действующим на поляризованный свет. Иногда заметно замещение его гранатом. В породе много лейкоксена, образованного из титанистого магнетита. Кроме того, встречаются столбики апатита (?).

3. Хлоритово-везувианово-гранатовые породы

Эти породы встречаются в змеевиках в большом количестве. Обычно они неоднородны вследствие неравномерной гранатизации их. Местами они часто пересечены тонкими гранатовыми жилками, иногда имеющими характер сложной сети. Местами наблюдается неравномерное развитие граната и везувиана, в связи с чем встречаются разности, переходные от мало гранатизированных участков до участков, сильно обогащенных гранатом. По мере увеличения гранатизации увеличивается плотность пород, которые, теряя зернистость, переходят в плотные разности с раковистым изломом. В последнем случае породы приобретают однородные строения.

Окраска пород темнозеленовато-серая и зеленовато-серая.

Минералогический состав: гранат, везувиан, хлорит, цоизит, магнетит и лейкоксен. Иногда наблюдаются остатки первичного пироксена.

Гранат встречается в виде темнобуровато-серого агрегата мало индивидуализированных зерен, почти не действующих на поляризованный

свет, и в виде бесцветных мелких зерен, почти всегда анизотропных. Последний иногда нацело слагает жилки, мощностью до $1-1\frac{1}{2}$ см.

Везувиан наблюдается в большом количестве и имеет форму неправильных зерен и столбчатых кристаллов.

Хлорит встречается в виде мелких пластинок: он слабо окрашен и имеет слабое двупреломление. Хлорит разбросан по всей массе породы,



Фиг. 33. Измененный диабаз. Структура слегка порфировидная; видны порфировые выделения моноклинного пироксена. Полевой шпат (белые участки) нацело замещен весьма тонкозернистым агрегатом минерала из группы эпидота (?) (доизит-клинодоизит). Темные участки на снимке представляют собою остатки пироксена, зерна эпидота, пластинки хлорита и лейкоксен. Без анализатора. $\times 20$



Фиг. 34. Хлорито-гранато-везувиановая порода. Сохранилась диабазовая структура первичной породы. Столбчатые участки (темные на снимке), состоящие главным образом из граната, по видимому являются псевдоморфозами по полевому шпату первичной породы, пироксен которой замещен хлоритом, занимающим пространства между названными участками. Без анализатора. $\times 30$.

чередясь с гранатом и везувианом, и по количеству почти равен двум последним. Магнетит и лейкоксен встречаются в небольшом количестве в виде неправильных мелких зерен.

В описанных породах участки, состоящие главным образом из агрегата мало индивидуализированных зерен граната, имеют неправильную форму.

Реже они вытянуты в одном направлении и имеют ясно выраженную форму удлинённых столбиков. Последняя отчетливо выражена на фиг. 34, на которой, кроме того, наглядно выражена структура породы, имеющая диабазовый характер. Столбчатые участки, состоящие главным образом

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV
SiO ₂	41.50	39.11	38.18	47.97	44.90	34.26	42.81	28.63	35.32	36.88	35.61	43.83	29.08	39.95	35.70
TiO ₂	нет	0.22	следы	0.35	следы	1.88	0.56	2.15	1.48	0.36	сл.	1.43	1.31	0.21	0.21
Al ₂ O ₃	0.26	0.21	0.26	13.23	17.30	12.94	11.44	12.80	11.87	15.05	19.34	16.26	18.22	0.93	0.75
Cr ₂ O ₃	0.37	0.49	0.19	—	—	нет	—	нет	следы	следы	нет	нет	нет	0.70	0.58
Fe ₂ O ₃	2.08	6.11	3.03	1.77	0.63	9.45	1.38	6.47	9.66	3.36	2.56	0.48	3.35	1.35	4.29
FeO	5.74	1.93	5.73	6.18	4.61	3.87	4.04	8.81	1.80	5.69	1.92	11.75	13.12	5.64	5.83
MnO	0.17	0.11	0.14	0.09	0.11	0.16	0.05	0.64	0.15	0.06	0.12	0.18	0.08	0.25	0.26
CaO	0.39	нет	1.64	13.45	16.20	26.12	17.26	0.71	30.57	21.80	31.37	12.37	19.02	—	—
MgO	36.81	38.70	42.50	11.72	10.50	7.49	16.36	26.78	6.61	11.38	7.68	6.20	10.34	41.71	43.34
Na ₂ O + K ₂ O	0.03	нет	0.13	0.88	1.49	0.12	0.36	0.10	0.06	0.15	0.59	2.58	0.23	—	—
CO ₂	нет	0.05	нет	нет	—	нет	нет	нет	нет	нет	нет	нет	0.66	—	—
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.04	0.08	0.14	—	—
Cl	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0.02	0.04	0.05	—	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	нет	нет	нет	—	—
H ₂ O	12.35	13.49	8.29	4.60	3.99	3.89	6.01	11.28	2.63	4.99	0.70	5.35	4.60	8.86	9.35
Σ	99.70	100.56	100.09	100.24	99.73	100.18	100.27	99.34	100.15	99.72	99.95	100.55	100.20	99.60	99.86

Примечание. I — антигоритовый змеевик, 2-я Вагранская дача; II — хризотилловый змеевик, Елминская сопка, 2-я Вагранская дача; III — серпентинизированный перидотит, 2-я Вагранская дача; IV — измененное габбро, там же; V — измененное габбро, там же; VI — пироксеново-гранатовая порода (из жильного пироксенита), там же; VII — пироксеново-хлоритовая порода (из жильного пироксенита), там же; VIII — хлоритовая (хлоритово-магнетитовая) порода (из жильного пироксенита), там же; IX — хлоритово-везувианово-гранатовая порода (из жильного пироксенита), там же; X — измененный среднезернистый пироксенит (жила), там же; XI — гранатово-везувиановая порода (из жильного крупнозернистого пироксенита), там же; XII — измененное мелкозернистое габбро (жила), там же; XIII — хлоритово-везувианово-гранатовая порода, там же; XIV — гарцбургит с хребта Салатим; XV — дунит с хребта Салатим.

из граната, повидимому являются псевдоморфизмами по полевому шпату первичной породы, пироксен которой замещен хлоритом, занимающим пространства между названными участками.

При скрещенных николях в участках граната наблюдаются мелкие зерна, слабо действующие на поляризованный свет, подобные тем образованиям, какие нами неоднократно наблюдались при разложении полевых шпатов в измененных диабазах. Весьма вероятно, что данная порода образована из диабаза, структура которого сохранилась довольно хорошо.

Таким образом мы можем совершенно определенно сказать, что хлоритово-везувианово-гранатовые породы представляют собою продукт метасоматического замещения пироксенитов и пород типа габбро и диабаза.

Химический состав пород малых интрузий приводится в табл. 10 (в %).

Х. ВМЕЩАЮЩИЕ ПОРОДЫ

Непосредственно вмещающими породами с западной стороны является серия метаморфических сланцев и серия амфиболитов, а с восточной стороны — основные и средние эффузивы зеленокаменной толщи. Серия кварцитов находится в некотором удалении к западу от контакта, а кислые эффузивы — в некотором удалении к востоку от контакта.

1. Западная сторона

С западной стороны полосы пород габбро-перидотитовой формации располагается свита метаморфических сланцев, возраст которой, как было указано выше, не установлен, но условно относится к докембрию и низам палеозоя.

Строение этой свиты схематично представляется в следующем виде снизу вверх:

а) Серия кварцитов с *подчиненными сланцами и кварцитовыми конгломератами*. Кварциты образованы из кварцитовых песчаников; сланцы — черные и серые филлиты, серицито-кварцевые, зеленые хлоритовые и эпидотовые; в состав конгломератов входит главным образом галька кварцитов и изредка галька основных эффузивов (спилитов и вариолитов). Местами в серии кварцитов сланцы по количеству равны кварцитам и даже преобладают над ними.

б) *Серия метаморфических сланцев*. Породы весьма разнообразны и образованы как из осадочных (песчаники, глинистые сланцы, известняки), так и из эффузивов и их туфов. Эффузивы среднего и основного состава; очень редко встречаются кислые эффузивы. Вследствие метаморфизма перечисленные породы превращены в следующие разновидности: различные филлиты, серицито-кварцевые, серицито-хлоритовые, эпидото-хлори-

товые, эпидото-кварцевые, слюдяно-кварцевые, и также в разности, состоящие из переменного количества следующих минералов: кварца, эпидот-цоизита, хлорита, альбита, амфибола (актинолит, глаукофан), кальцита. Эффузивы амфиболизированы и нередко превращены в роговообманковые сланцы и амфиболиты, в состав которых кроме амфибола (роговая обманка, актинолит, глаукофан) входят альбит, кварц, эпидот, цоизит, хлорит и некоторые другие минералы. Подобные же породы образуются и из туфов и туффитов. Из эффузивов и их туфов образуются также сланцы переменного состава, подобные вышеотмеченным. По степени метаморфизма породы относятся главным образом к верхней и лишь частично к средней, вернее переходной к средней, зоне Грубенмана.

Кварциты в этой серии имеют незначительное распространение; известняки также.

В местах инъекции гранитовой магмы породы данной серии метаморфизованы более сильно (мезозоем). В них развиваются гранат, мусковит, кианит, ставролит и другие подобные по степени метаморфизма минералы; они нередко превращены в парагнейсы. Породы гранитовой магмы превращены в гнейсы, местами разнообразного состава.

с) *Серия амфиболитов, роговообманковых сланцев и амфиболизированных основных эффузивов* (спилитов, диабазов, порфиритов), относящихся к зеленокаменной толще, располагающейся в основном по восточную сторону полосы габбро-перидотитовых пород, а также в перерывах между последней. По западную сторону породы этой серии встречаются лишь местами.

2. Восточная сторона

По восточную сторону полосы описываемых пород располагается зеленокаменная толща, которая, как было уже сказано ранее, местами появляется и по западную сторону. Во многих местах (Павдинская дача, 2-я Вагранская дача, Денежкин Камень и севернее) эта толща является непосредственно вмещающими породами тел габбро-перидотитовой формации.

Эта толща состоит главным образом из эффузивов, из которых преобладающими являются основные, менее часты средние и еще реже встречаются кислые. Осадочные породы находятся в совершенно подчиненном количестве и только лишь местами (Ивдельский район) значительно развиты. Таким образом здесь мы имеем обратные отношения, чем на западном контакте, где эффузивы подчинены осадочным породам.

Время излияния лав определяется как верхний силур, нижний девон, а также средний и частично даже верхний девон. В S_2 изливались базальты и андезитобазальты и частично альбитофиры; такие же излияния происходили и в D_1 , причем в верхах последнего преобладали альбитофиры. Такие же излияния происходили и в D_2 , к концу которого состав лав приобрел порфировый характер (альбитофиры).

Осадочные породы в этой толще представлены известняками $S_2 - D_2$ и кремнистыми сланцами, переслаивающимися с туфами и туффитами и переходящими в кварцитовые сланцы; местами встречаются сургучные яшмы.

Эффузивы представлены следующими, наиболее типичными, разновидностями, образующими непрерывный ряд от основных до кислых.

а) *Диабазы*. Это — то плотные афанитовые, то мелкозернистые, то местами среднезернистые породы, состоящие из основного плагиоклаза и авгита; изредка встречается гиперстен.

Основная масса — интерсертальная, долеритовая и офитовая.

Местами диабазы сильно изменены и превращены в породы, состоящие из эпидота, альбита, хлорита, амфибола и кварца, причем первичная структура исчезает.

б) *Диабазовые порфириды* отличаются от диабазов наличием фенокристаллов плагиоклаза (лабрадора), авгита и реже гиперстена.

с) *Авгитовые витрофириды* окрашены в темный, почти черный цвет и состоят из стекловатой основной массы и редких фенокристаллов диопсида, реже гиперстена, амфибола и плагиоклаза (35—75% анортита).

д) *Плагиоклазовые порфириды* с авгитом и роговой обманкой. Состав этих пород различный. Окраска в общем светлее диабазовых порфиридов. Основная масса гиалопилитовая, пилотакситовая, интерсертальная. Фенокристаллы: плагиоклаз (андезин-лабрадор), моноклинный пироксен и роговая обманка; изредка встречается гиперстен.

е) *Уралитовые порфириды*. Это темнозеленые породы, состоящие из фенокристаллов лабрадора, уралитизированного моноклинного пироксена, уралита, находящихся в микролитовой или гиалопилитовой основной массе.

ф) *Спилиты*. Это афировые, местами отчетливо миндалекаменные породы, окрашенные в темнозеленый и красноватый, вернее фиолетовый цвета. Они состоят из микролитов альбита, железистой стекловатой массы и большого количества вторичных минералов: кальцита, хлорита, эпидота и кварца.

г) *Кварцевые порфиры*. Это светлоокрашенные породы, состоящие из фенокристаллов кварца, плагиоклаза и олигоклаза и реже роговой обманки, находящихся в фельзитовой, сферолитовой, гранофировой и иногда микрогранитовой основной массе. Иногда наблюдаются переходы к микролитовой основной массе.

h) *Кератофиры* (альбитофиры). Эти породы можно разделить на три подгруппы: кварцевые альбитофиры, фельзитовые альбитофиты и фельзиты, отличающиеся между собой характером фенокристаллов и структурой. По составу они относятся к кислой магме, но определенно имеются отклонения, с одной стороны, к доцитовым, а с другой — к трахитовым породам.

Эти породы состоят из фенокристаллов то кварца и альбита, то только альбита, находящихся в микрофельзитовой, сферолитовой, микропойкилитовой, а иногда микрогранитовой основной массе. Иногда основная

масса богата микролитами полевого шпата и переходит в микролитовую дацитовых порфиров. Подчиненное значение имеет биотит.

и) *Трахитовые порфиры и ортофиры* так же, как и альбитофиры, встречаются сравнительно редко. Характерно, что эти породы чаще встречаются в виде туфов, чем в виде потоков, что, вероятно, связано со свойством магмы, легко распылявшейся в мелкие обломки. Состав этих пород выражен фенокристаллами альбита, пертита, биотита и диопсида, находящимися в трахитовой или ортофировой основной массе.

Описанные породы только по западную сторону габбро-перидотитовых пород и в промежутках между последними сильно изменены, тогда как по восточную сторону они часто находятся в нормальном состоянии и изменены лишь местами. Основные и средние породы подвергаются смятию, рассланцеванию, хлоритизации, эпидотизации и амфиболитизации, кислые же — главным образом серицитизации, окварцеванию и каолинизации.

Химический состав пород метаморфической толщи приводится в табл. 11 (в %).

Химический состав пород зеленокаменной толщи приводится в табл. 12 (в %).

Таблица 11

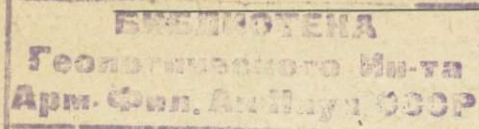
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
SiO ₂ . . .	91.75	75.62	71.09	57.41	48.99	39.66	46.76	43.74	66.64	65.69	77.61
TiO ₂ . . .	—	—	0.52	1.01	0.34	1.02	0.99	1.41	0.30	0.95	—
Al ₂ O ₃ . . .	3.15	0.12	12.21	18.74	12.53	18.02	15.31	8.84	15.44	16.23	12.94
Fe ₂ O ₃ . . .	0.62	23.22	2.29	12.97	11.75	12.99	2.43	1.82	1.64	2.90	0.84
FeO . . .	0.52	0.31	2.57	3.77	4.49	1.67	8.86	10.04	2.16	2.74	1.14
MnO . . .	0.02	—	—	0.01	0.02	0.03	0.42	0.49	0.32	—	—
CaO . . .	0.31	0.02	1.78	2.10	11.53	11.82	10.25	9.31	5.65	0.55	0.39
MgO . . .	0.37	0.08	1.60	1.83	7.67	9.80	8.64	18.21	2.12	1.88	1.05
K ₂ O . . .	0.69	0.11	3.64	0.08	0.52	0.63	0.01	0.06	0.69	4.09	2.36
Na ₂ O . . .	1.17	0.38	0.68	0.19	1.98	1.37	2.24	0.35	2.86	2.43	2.61
P ₂ O ₅ . . .	—	—	—	—	—	—	0.21	0.24	0.26	—	—
H ₂ O . . .	2.12	0.29	3.29	2.86	0.88	3.70	3.55	4.91	1.78	2.97	1.00
	100.72	100.15	96.67	100.97	100.70	100.71	99.87	99.42	99.96	100.43	100.22

Примечание. I — кварцитовый сланец, юго-западная часть Павдинской дачи; II — кварцит, юго-западная часть Павдинской дачи; порода состоит исключительно из кварца, рудного минерала (гематита) и незначительного количества кислого плагиоклаза; III — кварцито-сланцевой сланец, Кваркуш; IV — кварцит с порфиробластами хлоритоида, Павдинская дача; V — амфиболит, юго-западная часть Павдинской дачи; VI — эпидозит, Павдинская дача; VII — амфиболит, Горнозаводская жел. дор.; VIII — хлоритовый сланец, там же; IX — гнейс, там же; X — серицитовый гнейс, север Среднего Урала; XI — серицитово-альбитовый гнейс, р. Ис.

Таблица 12

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII	XIV	XV	XVI	XVII
SiO ₂	49.00	50.27	54.98	52.32	58.66	51.86	62.96	62.54	65.00	55.46	70.06	71.99	77.72	72.44	65.84	56.53	59.60
TiO ₂	0.50	1.61	0.85	0.97	0.65	0.82	0.68	0.78	0.52	1.00	0.45	0.67	0.20	0.65	0.65	0.55	—
Al ₂ O ₃	18.66	16.86	14.80	17.34	14.99	14.60	14.34	12.62	14.62	15.30	11.28	13.21	12.48	13.71	15.28	18.91	19.37
Fe ₂ O ₃	7.55	4.98	5.22	4.33	3.14	6.82	4.53	9.03	3.07	6.06	5.19	4.50	2.30	3.31	1.26	0.75	0.78
FeO	5.07	5.95	5.34	5.19	3.16	4.08	1.10	1.09	2.81	3.71	0.52	—	—	0.30	2.59	5.95	4.33
MnO	—	—	—	—	следы	0.28	0.31	0.26	—	—	—	—	—	—	—	0.36	—
CaO	11.12	8.81	8.02	10.16	8.89	9.58	5.36	6.28	6.40	4.24	3.73	4.23	0.36	0.90	2.52	2.43	1.23
MgO	2.87	6.17	4.82	4.20	4.53	2.20	1.64	1.26	3.06	3.89	0.85	1.49	0.41	0.18	1.35	2.82	1.45
K ₂ O	1.61	0.39	0.29	0.69	0.48	1.86	0.97	1.82	0.98	1.55	0.78	0.80	0.48	1.00	3.08	6.26	7.44
Na ₂ O	2.24	4.23	4.27	2.69	2.01	4.00	5.05	3.12	2.35	2.58	4.60	1.97	5.03	6.34	4.66	3.69	4.23
H ₂ O	1.26	0.68	1.22	2.34	3.20	2.94	2.90	1.72	1.20	5.30	2.26	2.55	0.80	0.97	1.60	2.03	1.73
	99.88	99.95	99.81	100.23	99.71	99.04	99.84	100.52	100.01	99.09	99.72	101.41	99.78	99.80	98.83	100.28	100.18
a	1.52	1.63	1.97	1.75	2.31	1.89	2.8	2.45	2.96	2.26	3.86	3.45	4.6	4.1	3.2	2.33	2.5
RO	1.7	2.37	2.3	2.1	2.1	1.98	1.44	1.35	1.75	1.5	1.2	1	0.8	0.85	1.4	1.38	1.49
R ₂ O ₃	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
SiO ₂	3.57	4.39	5.21	4.48	5.9	4.7	6.26	5.88	6.7	5	8.2	8	9.5	8	7	5.0	5.1
R ₂ O:RO	1:6.5	1:5.4	1:4.7	1:7.2	1:8.6	1:3.4	1:1.7	1:2.5	1:4.8	1:3.9	1:1.2	1:2.8	5:4.1	5:1	1:1	1:1.2	1.3:1

Примечание. I — диабаз Павда; II — уралитовый диабаз; среднезернистая порода, состоящая из магнетита, большого количества роговой обманки и альбитизированного плагиоклаза; III — диабазовый порфирит; фенокристаллы авгита, гиперстена и лабрадора; основная масса диабазовая; IV — диабазовый порфирит; фенокристаллы только плагиоклаза; основная масса интерсерральная; V — авгитовый витрофирит; VI — авгитовый витрофирит; VII — плагиоклазовый порфирит; фенокристаллы полевого шпата и немного хлоритизированного авгита; основная масса микролитовая; VIII — плагиоклазовый порфирит, фенокристаллы такие же; основная масса гиалопилитовая; IX — уралитовый порфирит; X — спилит; XI — кварцевый порфирит с фенокристаллами кварца; XII — кварцевый порфир с фенокристаллами авгита, роговой обманки, плагиоклаза; основная масса микрогранитовая кварцеватая с небольшим количеством эпидота; XIII — кварцевый порфир с розоватой основной массой, с большим количеством фенокристаллов кварца и небольшим количеством плагиоклаза; ортоклаза нет; XIV — кератофир; фенокристаллы альбита в микрозернистой массе; XV — кератофир; фенокристаллы плагиоклаза в микролитовой основной массе, в которой среди микролитов плагиоклаза и, возможно, небольшого количества ортоклаза встречаются мелкие зерна кварца; XVI — ортофир; XVII — ортофир.



ЛИТЕРАТУРА

- ✓ 1) Н. К. В ы с о ц к и й. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. Тр. Геол. ком., нов. сер., вып. 62, 1913.
- 2) L. Duparc et M. Tikonowitch. Le platine et les gites platinifères de l'Oural et du monde. Genève, 1920.
- 3) L. Duparc et A. Grosset. Recherches géologiques et pétrographiques sur le district minier de Nicolai-Pawda. Genève, 1916.
- 4) L. Duparc. Recherches géologiques et pétrographiques sur l'Oural du Nord. Vol. I, II, III, IV. Mémoires, 1902, 1905, 1909 et 1914.
- 5) L. Duparc. Recherches géologiques, et pétrographiques sur l'Oural du Nord. La région située à l'est de la Haute Wichera et des sources de la Petchora. Genève, 1928.
- ✓ 6) А. Н. З а в а р и ц к и й. Коренные месторождения платины на Урале. Геол. ком., Мат. по общ. и прикл. геол., вып. 108, 1928.
- ✓ 7) А. Н. З а в а р и ц к и й. Дунит Нижне-Тагильского массива на Урале с глубины 500 метров. Вестн. Геол. ком., 1925, № 4.
- ✓ 8) А. Н. З а в а р и ц к и й. Отчет об исследованиях в платиноносном районе Нижне-Тагильского округа в 1908 г. Зап. Горн. инст., II, СПб., 1909.
- ✓ 9) А. П. К а р п и н с к и й. О вероятном происхождении коренных месторождений платины уральского типа. Изв. Акад. Наук. Лгр., 1926.
- ✓ 10) Ф. Ю. Л е в и н с о н - Л е с с и н г. Геологический очерк Южно-Заозерской дачи и Денежкина Камня на Урале. Юрьев, 1900.
- 11) Г. Л. П а д а л к а. Геологические и петрографические исследования во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Рукопись, находящаяся в Редакц.-издат. секторе ЦНИГРИ.
- 12) Е. П. М о л д а в а н ц е в. Железорудные месторождения Северного Урала. Кабаковско-Ивдельский район. Рукопись, находящаяся в Редакц.-издат. секторе ЦНИГРИ.
- 13) Е. П. М о л д а в а н ц е в. Геология и петрология Ивдельского района. Рукопись, находящаяся в Редакц.-издат. секторе ЦНИГРИ.
- ✓ 14) Е. А. К у з н е ц о в и В. И. Л у ч и ц к и й. Петрографические провинции СССР. 1936.
- 15) Б. П. К р о т о в. Петрографическое исследование Южной части Миасской дачи. Тр. Общ. естеств. при Казанск. унив., т. XLVI, вып. I, 1915.
- 16) Г. Л. П а д а л к а. Змеевиковая зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Тр. ГГРУ, вып. 50.
- 17) Е. П. М о л д а в а н ц е в. Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1923, 1924 и 1925 гг. Изв. Геол. ком., 1924, № 9; 1925, № 10; 1927, № 2.

Цена 5 руб.

Переплет 1 р 75 к.

К—148

18