

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

---

Т Р У Д Ы

ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫП. 92. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№27)

И. Ф. ТРУСОВА

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ  
ИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА



---

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

**И. Ф. ТРУСОВА**

**НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ И ОСНОВНЫЕ  
ИНТРУЗИИ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА**

**I. ВВЕДЕНИЕ**

В течение 1937—1940 гг. в Центральном Казахстане автором изучались основные и ультраосновные интрузии нижнепалеозойского возраста. Тема эта была поставлена в связи с открытием Тектурмасского змеевикового пояса к югу от Караганды, при геологических исследованиях южной части Карбасса Карагандинской партией в составе А. А. Богданова, Н. П. Кузнецова и И. Ф. Трусовой. Уже тогда стало ясно, что офиолитовая формация Казахстана имеет ряд специфических и характерных черт, с выявлением которых связано решение ряда теоретических и практических вопросов. Летом 1938 г. автором были посещены другие районы развития ультраосновных и основных интрузий, известные по литературным данным, а именно Экибастузско-Чидертинский район и район северного Прибалхашья. Последний район был посещен автором с целью увязки работ, проводимых ЦККЭ (Центральной Казахстанской комплексной экспедицией), с работами Казахского филиала Академии Наук. В 1939 г. удалось посетить ультраосновные и основные массивы Чуилийских гор в Голодной степи.

В основу данной работы положен фактический материал, собранный лично автором на четырех змеевиковых поясах Центрального Казахстана: Тектурмасском, Экибастузско-Чидертинском, Балхашском и Чуилийском. Остальные змеевиковые пояса описаны на основании отчетных и литературных данных различных исследователей. Методика исследования состояла в комплексном изучении геологии и петрографии каждого змеевикового пояса. При полевых исследованиях применялся метод региональной съемки масштаба 1 : 100 000, а отдельные наиболее интересные участки картировались и более детально. Автор приносит свою благодарность Т. Н. Шадлун за изучение полированных шлифов тех пород, в которых были встречены рудные проявления. Химические анализы выполнены лабораторией Геологического института Академии Наук.

Предлагаемая читателю работа является первой сводкой по основным и ультраосновным интрузиям Казахстана. В работе дается детальное геолого-петрографическое описание всех змеевиковых поясов, проведена их сравнительная характеристика и сделаны попытки обобщить некоторые практические и теоретические выводы. В процессе работы автор не раз получал ценные указания от акад. А. Н. Заварицкого и Г. А. Соколова по вопросам петрографии и петрологии и от члена-корр. АН СССР Н. С. Шатского и А. А. Богданова по геологическим вопросам. Всем названным лицам автор приносит свою глубокую благодарность.

## II. ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Ультраосновные и основные интрузии Казахстана описаны в работах многих исследователей края. В работах А. А. Козырева (1911), Н. Г. Кассина (1931), Г. И. Водорезова (Водорезов, Кассин и Медоев, 1933), Д. С. Коржинского (1932), Д. И. Яковлева (1941) и в ряде других более мелких статей дается краткая петрографическая характеристика этих интрузий и связанных с ними полезных ископаемых. При описании отдельных интрузивных тел многими авторами отмечается тесная связь основных и ультраосновных интрузий с окварцованными породами, которые большинство исследователей склонно было считать результатом воздействия этих интрузий на вмещающие породы и которые, вне зависимости от их генезиса, получили в Казахстане название «вторичных кварцитов». В группу «вторичных кварцитов» Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин, Г. Ц. Медоев (1932) и Д. С. Коржинский (1932), как выяснилось в результате наших работ, относили яшмы и кварциты уртынджалского комплекса (ордовика). Сюда же они часто относили и силифицированные<sup>1</sup> змеевики. При этом в пределах Улентино-Чидертинского района один и тот же яшмо-кварцитовый комплекс закартирован то как нижнесилурийские отложения (горы Куянды, сопка Буранчеко), то как «вторичные кварциты» (горы Аркалык, Джаксы-и Джаман-букомбай, горы Кызыл-адыр и др.). В пределах Тектурмасского пояса Г. Ц. Медоев относил яшмо-кварциты к нижнему силуру (в горах Тектурмас, Аркалык и т. д.), а М. А. Борисяк, работавшая на продолжении этого пояса к востоку в горах Норчекен, относил этот яшмо-кварцитовый комплекс к карбону. Ввиду этого на картах предыдущих исследователей ультраосновные и основные интрузии помещаются среди разнообразных по возрасту свит и чаще всего среди «вторичных кварцитов».

В сводных работах Н. Г. Кассина эти интрузии отнесены к нижнепалеозойскому циклу. В работах Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933) и Н. Г. Кассина (1931<sub>2</sub>) имеются указания, что пироксенито-перидотитовые интрузии приурочены к границе двух формаций — нижнесилурийской порфиритовой и верхнесилурийской песчано-сланцевой. Отсюда возраст всего комплекса датируется не моложе верхнесилурийского. Летом 1938 г. автор совместно с Н. А. Штрейсом посетил те районы, где предыдущими исследователями указывался активный контакт габбро-перидотитовой интрузии с песчано-сланцевой толщей верхнего силура, и везде удалось установить трансгрессивное налегание песчано-сланцевой толщи верхнего силура на породы нижнего силура, а также и непосредственно на породы самих интрузий (в районе оз. Со-

<sup>1</sup> Термин силификация введен акад. Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. (Ф. Ю. Левинсон-Лессинг и Э. А. Струве. Петрографический словарь, ОНТИ, 1937 г.)

лонца Экибастузско-Чидертинского района; см. геолог. карту этого района, фиг. 11).

В большинстве случаев площадь массивов ультраосновных и основных интрузий значительно преуменьшена, а во многих местах они совсем не были показаны, что, конечно, в первую очередь объясняется малой детальностью прежних съемок (десятиверстка), а также и плохой обнаженностью самих массивов, выходящих на дневную поверхность обычно в пониженных частях рельефа.

Районы развития крупных интрузий ультраосновных и основных пород в большинстве случаев были уже выявлены работами предыдущих авторов и выделены на их картах, что конечно помогло нам при выборе мест для изучения и выяснения интересующих нас вопросов.

### III. РАСПРОСТРАНЕНИЕ ЗМЕЕВИКОВЫХ ПОЯСОВ

Ультраосновные и основные интрузии широко развиты в Казахстане. Они слагают ряд крупных массивов, приуроченных к породам нижнесилурийского и реже докембрийского возраста, прослеживающихся на расстоянии 150—300 км в виде длинных и узких полос. На всем протяжении их интрузивные тела, представленные габбро и озмеевикованными перидотитами, выходят в форме неправильной очерченных пятен, вытянутых согласно простиранию вмещающих пород. Эти линейно вытянутые полосы мы называем змеевиковыми поясами. Как видно из прилагаемой карты (фиг. 1)<sup>1</sup>, на территории Казахстана намечается ряд следующих змеевиковых поясов.

1. Кокчетавско-Акмолинский пояс начинается западнее г. Кокчетавы и прослеживается в виде крутой дуги до г. Акмолинска. Он объединяет несколько антиклинальных поднятий, сложенных в западной части докембрийскими, а на востоке нижнесилурийскими отложениями. Ультраосновные и основные интрузии в пределах этого пояса широко развиты. На западе известно два массива: габброноритовый массив Имантау площадью около 60 км<sup>2</sup> и массив амфиболитов в юго-западной части Щучинского района. Оба они залегают среди свиты кварцитов и слюдяных сланцев, относимых к докембрию.

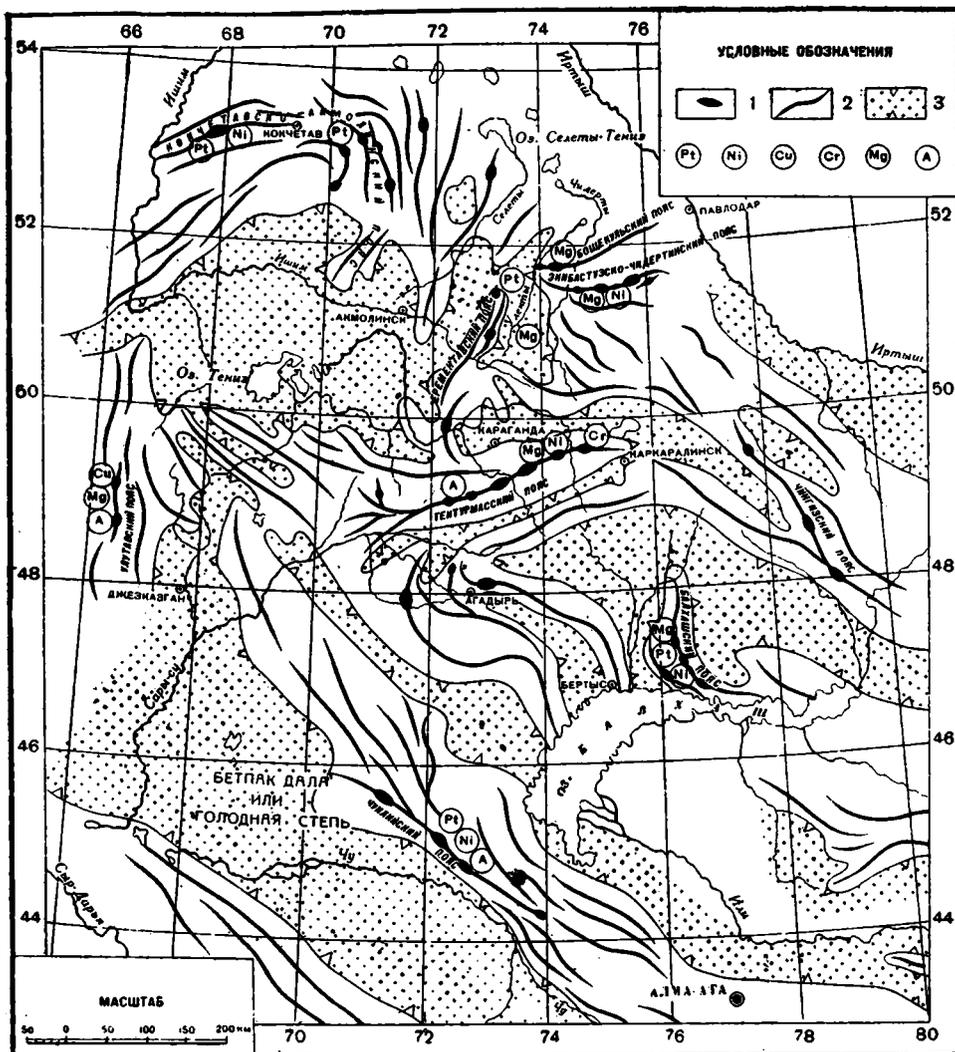
Далее на продолжении Кокчетавско-Акмолинского пояса в районе гор Кокшетау и прииска Степняк, по данным П. Н. Кропоткина и А. В. Глазковской (1940), развиты небольшие интрузивные тела габбро, габбро-амфиболитов, озмеевикованных перидотитов и пироксенитов, приуроченные к антиклинальным зонам, сложенным кембро-силурийскими отложениями.

2. На восток от г. Акмолинска параллельно простиранию гор Еремантау вытянут Еремантавский змеевиковый пояс, в пределах которого известно несколько небольших массивов ультраосновных и основных пород, приуроченных к нижнесилурийским отложениям. Массив габброидов площадью 9 км<sup>2</sup> располагается в северной части Еремантавского змеевикового пояса. В горах Тиес и в районе сопки Топрак-мола известен ряд мелких массивов, сложенных габбро и змеевиками.

В северо-восточной части Казахстана мы имеем два змеевиковых пояса, вытянутых в широтном направлении: Бошекульский и южнее его Экибастузско-Чидертинский.

<sup>1</sup> Карта змеевиковых поясов составлена на основе тектонической схемы Н. С. Шатского.

3. В пределах Божекульского пояса интрузии ультраосновных и основных пород известны лишь в западной его части, где они представлены пироксенитовым массивом горы Аджи на берегу р. Уленжы и большим габбровым массивом, вытянутым в широтном направлении от горы Аджи на восток в район сопки Кульбай. Эти массивы



Фиг. 1. Карта распространения змеевиковых поясов.

1 — массивы каледонских ультраосновных и основных пород; 2 — антиклинальные поднятия  
3 — прогибы.  
Полезные ископаемые: Ni — никель; Cu — медь; Cr — хром; Mg — магнетит; А — асбест.

приурочены к осевой части антиклинального поднятия, сложенного нижнесилурийскими отложениями.

4. Экибастузско-Чидертинский змеевиковый пояс начинается в районе золотого рудника Майкайна и продолжается

через сопки Аркалык, Джаксы-и Джаман-букомбай в Баян-аульский район в горы Толпак и Караул-чеку. Таким образом общая его протяженность более 150 км. К сводовой части этой антиклинальной зоны, сложенной породами нижнесилурийского возраста, приурочен ряд довольно крупных массивов озмеевикованных перидотитов и пироксенитов. Наиболее крупные массивы расположены в горах Кутинебакпас, Аркалык-, Джаксы-и Джаман-букомбай и далее на юг в горах Толпак и Караул-чеку.

Все вышеописанные змеевиковые пояса относятся к северной группе поясов, расположенных севернее Караганды.

5. Вторая группа — группа южных поясов, представлена на западе Улу т а в с к и м з м е е в и к о в ы м п о я с о м, прослеживающимся на 150 км от гор Арганаты до гор Эскулы, включая и основной хребет Улутау. Основные и ультраосновные интрузии слагают ряд крупных пластовых тел среди докембрийских пород, представленных гнейсами, хлоритовыми и амфиболитовыми сланцами и кварцитами. В северной части Улутавского пояса в Арганатинских горах широко развиты, по данным Е. А. Кузнецова, мелкие тела габбро и габбро-амфиболитов. В Улутавских горах также имеется серия пластовых тел, сложенных, главным образом, змеевиками и пироксенитами. Крупный массив змеевиков и пироксенитов расположен к юго-востоку от Улутавских гор в горах Ешке-Ульмес. Наконец, в южной части Улутавского змеевикового пояса в горах Эскулы широко развиты, по данным И. А. Островского, основные и ультраосновные интрузии, приуроченные к полосе нижнесилурийских отложений.

6. Южнее Караганды проходит наиболее крупный Т е к т у р м а с к и й з м е е в и к о в ы й п о я с, вытянутый в широтном направлении на протяжении больше 300 км от гор Актау на западе через горы Актасты, Аркалык, Тектурмас, Норчекен почти до г. Каркаралинска на востоке. На всем его протяжении в горах Аркалык, Тектурмас и Норчекен основные и ультраосновные интрузивные породы выходят в форме довольно крупных тел, вытянутых согласно общему простиранию пород нижнесилурийского комплекса.

7. Северо-восточнее Каркаралинска начинается Ч и н г и з с к и й з м е е в и к о в ы й п о я с, представленный двумя ветвями. Северная ветвь проходит через горы Мурджик, Дуана, Аркалык в хребет Чингиз. Южная ветвь Чингизского пояса идет южнее через горы Акбастау. В пределах северной ветви небольшие массивы габбро и змеевиков известны лишь в двух точках: в горах Чингиз, по данным Н. Г. Марковой и В. И. Гоньшаковой, имеются небольшие пластовые тела габбро и габбро-амфиболитов, приуроченные к кембро-силурийским отложениям, и затем в горах Дуана известен небольшой массив габбро и змеевиков. В южной ветви Чингизского пояса основные и ультраосновные породы неизвестны.

8. В южной части Казахстана крупный змеевиковый пояс простирается, изгибаясь параллельно оз. Балхаш. Этот Б а л х а ш с к и й п о я с состоит из нескольких ветвей. На карте он значительно упрощен. Наиболее крупные массивы основных и ультраосновных пород в пределах Балхашского пояса развиты в горах Итмурун, Мата-кызыл, в ур. Итбас-Сесюмбай, затем в ур. Копы и горах Казык. Сложены эти массивы габбро и озмеевикованными перидотитами.

9. Наконец, самый южный из змеевиковых поясов — это Ч у и л и й с к и й п о я с в Голодной степи, прослеживающийся на расстоянии больше 200 км. В Чуилийском поясе известен ряд крупных массивов габбро

и перидотитов. В западной части Чуилийского пояса находится крупный (площадью около 30 кв. км) Андасайский перидотито-пироксенитовый массив, затем в горах Майджарлыган и в ур. Джамбыл имеется несколько крупных габбровых массивов. Все они приурочены к полосе горных гряд, сложенных кембро-силурийскими отложениями.

Кроме перечисленных поясов на территории Казахстана известны отдельные мелкие выходы ультраосновных и основных пород в районе станции Агадырь, в горах Ортау и на запад от гор Актау.

#### IV. ОПИСАНИЕ ЗМЕЕВИКОВЫХ ПОЯСОВ

##### 1. Тектурмасский змеевиковый пояс

Тектурмасский змеевиковый пояс протягивается в широтном направлении к югу от Карагандинского каменноугольного бассейна (фиг. 2).

##### Схема орографии района

В рельефе этот пояс представляет полосу скалистых гряд, сложенных яшмами и кварцитами нижнего силура. Полоса эта вытянута в широтном направлении и прослеживается на расстоянии больше 300 км при ширине 9 км от гор Аркалык на западе, через горы Тектурмас, до гор Норчекен на востоке. Наибольшие высоты Кара-мурун (около 800 м), Сарытау (791.6 м), а также отдельные вершины хребта Норчекен и гор Аркалык обладают причудливыми очертаниями, крутыми обрывистыми склонами и мощными осыпями (фиг. 3). К пониженным частям рельефа между кварцитовыми грядами, где развит мелкопесчаник, приурочены выходы основных пород (фиг. 4). Эта полоса высот, сложенных наиболее устойчивыми породами, служит водоразделом рек Чурубай-нуры и Топара. К северу и югу от нее господствует довольно пологий рельеф с превышением отдельных сопок в 50—75 м над окружающей местностью. Западная часть — область распространения верхнесилурийских песчаников и сланцев, характеризуется плоскими широкими долинами рек Сулу, Медыне и Бурнака, а восточная часть, являющаяся областью развития Топарского гранодиоритового и Калдырманского гранитного массивов, характеризуется отдельными резко очерченными в рельефе скалистыми холмами с причудливыми формами выветривания гранитов и гранодиоритов. Севернее по южной окраине Карагандинского бассейна наблюдаются гряды сопок, вытянутые в широтном направлении, соответственно общему простиранию слагающих пород. Наиболее значительные высоты сложены вторичными кварцитами (сопки Суран и Кульджумур) и массивными порфиритами нижнего силура — сопки Байдуалет, Камамбай и др. Относительное превышение этих высот над уровнем Карагандинской низменности не более 250—300 м.

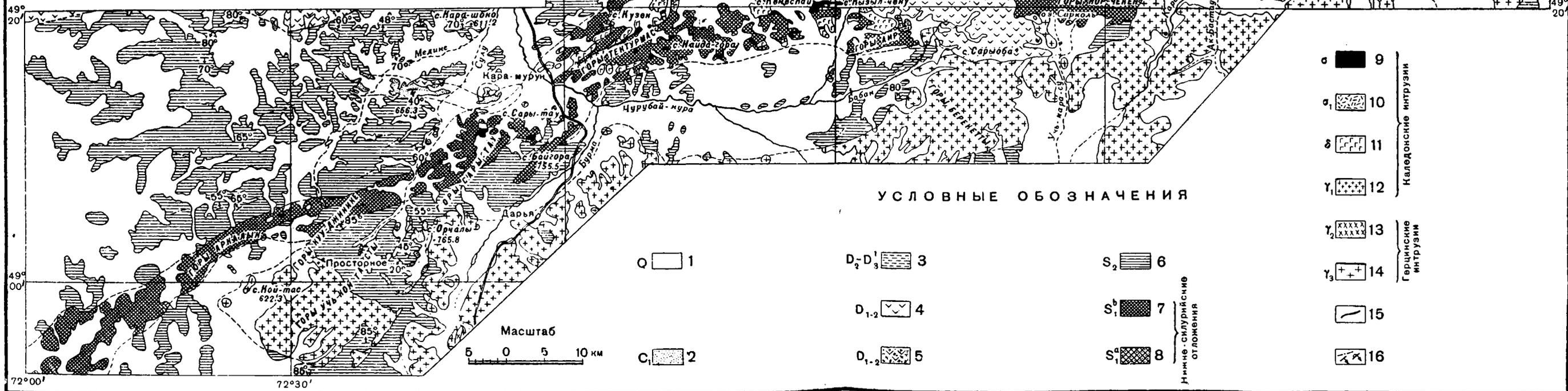
Наиболее крупной рекой района является р. Чурубай-нура, сохраняющая поток в течение всего года. Наиболее крупные ее притоки Сокур, Топар, Сулу, Медыне, Бабан и др. летом пересыхают и разбиваются на разобщенные плёсы.

##### Геологическое строение

Геологическое строение описываемого района освещено в статье А. А. Богданова (1939), к которой приложена геологическая карта, и поэтому здесь дается лишь самое общее его описание. В строении района прини-

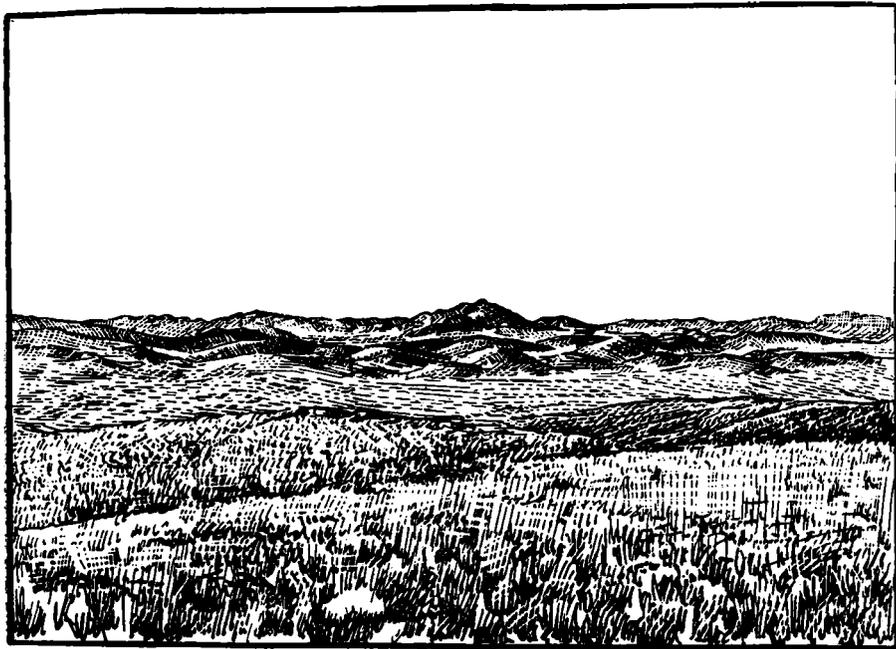
Фиг. 2. Геологическая карта Тектурмасского эвевикового пояса.

1 — четвертичные отложения; 2 — нижнекаменноугольные отложения; 3 — верхне- и среднедевонские эффузивы; 4 — средне- и нижнедевонские эффузивы; 5 — средне- и нижнедевонские окварцованные эффузивы; 6 — верхнесилурийские отложения; 7 — нижнесилурийские отложения; уртынджальский комплекс; 8 — нижнесилурийские отложения, Байдаулетовская свита; 9 — каледонские интрузии, эвевиты; 10 — каледонские интрузии: силифицированные эвевиты; 11 — каледонские интрузии: габбро, габбро-амфиболиты и габбро-диабазы; 12 — каледонские интрузии: плагиограниты; 13 — герцинские интрузии: диориты и диорит-порфиры; 14 — герцинские интрузии: граниты и гранодиориты; 15 — надвиги; 16 — элементы залегания слоев (падения и простирания).



мают участие разнообразные по составу и возрасту свиты палеозоя, среди которых выделяются следующие комплексы: 1) эффузивных и осадочных пород нижнего силура, 2) осадочных пород верхнего силура, 3) эффузивных образований нижнего девона и 4) осадочных пород среднего и верхнего девона и карбона.

Наиболее древние породы, относящиеся к нижнему силуру, выходят на дневную поверхность в своде крупного антиклинального поднятия — Тектурмасского антиклинория и по бортам Карагандинского синклино-



Фиг. 3. Общий вид гор Сарытау с вершины с. Кара-мурун.

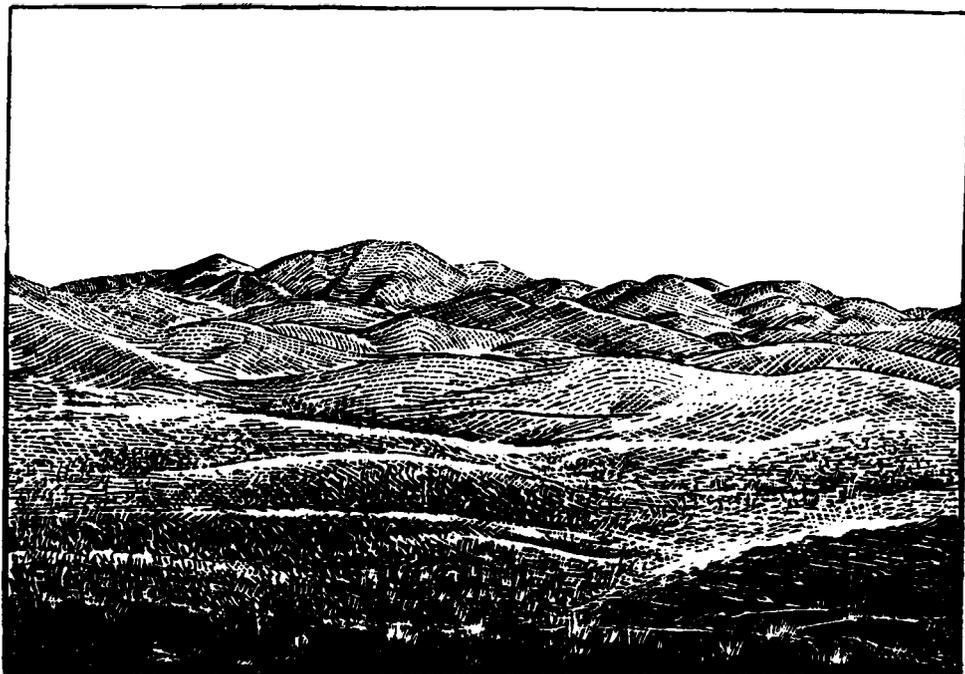
рия. Среди них А. А. Богданов выделяет резко различающиеся по составу байдаулетовскую свиту и уртынджалский комплекс.

Байдаулетовская свита ( $S_1^a$ ) сложена темными зеленовато-серыми порфировыми лавами и их туфами. В верхней части свиты наблюдается большее количество туфов и туфопесчаников. Особенностью байдаулетовской свиты является широкое развитие пироксеновых порфиритов с крупными вкрапленниками пироксена. По данным Н. Г. Сергиева, эффузивы байдаулетовской свиты по химическому составу отвечают базальтовой магме.

Уртынджалский комплекс ( $S_1^b$ ) подразделяется на две свиты — нижнюю карамурунскую и верхнюю — тектурмасскую. Эти две свиты легко выделяются в горах Тектурмас, но в остальных частях района, из-за худшей обнаженности, выделены быть не могут. Поэтому геологическая карта Тектурмасского змеевикового пояса не дает полного представления об исключительно сложном тектоническом строении района, сложенного породами уртынджалского комплекса. Карамурунская свита представлена в низах темными зеленовато-серыми и бурыми авгит-роговообманковыми и плагиоклазовыми порфиритами, диабазами и спилитами, в верхах — кварцевыми кератофирами и порфирами. Наряду с эффузивами в этой свите

часто встречаются яшмо-кварциты, реже известняки и внутриформационные конгломераты. Тектурмасская свита нацело состоит из яшм и кварцитов, аффузивный материал отсутствует.

Возраст уртынджалского комплекса и байдаулетовской свиты принят А. А. Богдановым нижнесилурийским на основании трансгрессивного налегания на них песчано-сланцевой свиты верхнего силура и их интенсивного метаморфизма. Это подтверждается также сопоставлением этих свит с аналогичными фаунистически охарактеризованными свитами кембрия



Фиг. 4. Гряды кварцитов, у подножия выходы основных пород. Восточное окончание Тектурмасского змеевикового пояса.

и силура хр. Чингиз. Соотношения между байдаулетовской свитой и уртынджалским комплексом неясны, и вопрос об их соотношении А. А. Богданов оставляет открытым. Поэтому индексирование их на геологической карте является условным.

Верхнесилурийские отложения слагают широкие пространства к северу и к югу от Тектурмасского змеевикового пояса. Представлены они свитой зеленовато-серых, фишашково-зеленых и бурых сильно хлоритизированных и эпидотизированных сланцев и песчаников с прослоями конгломератов и известняков. Нижняя часть этой свиты состоит преимущественно из песчаников с прослоями конгломератов, а верхняя из сланцев с прослоями известняков. Конгломераты достигают иногда значительной мощности (до 70 м) и содержат крупные валуны яшм и кварцитов. В сланцах и известняках встречается фауна, на основании которой возраст этой свиты определен как верхнесилурийский. Верхнесилурийские отложения смяты в сложную, часто изоклиinalную систему складок,

имеющих восточно-северо-восточное простирание. Общая мощность верхне-силурийской свиты больше 2500—3000 м.

Эффузивно-осадочный комплекс отложений девонского возраста обрамляет Карагадинский бассейн с юга. В пределах девонских свит наблюдается сложное переплетение эффузивных покровов с терригенными осадками морского и континентального происхождения. Эффузивная свита ( $D_{1-2}$ ) представлена в низах, главным образом бурыми и темносерыми андезинофирами, а в верхах кирпично-бурыми альбитофирами и кварцевыми порфирами. Лавовые покровы нижнего девона перекрываются свитой песчаников и сланцев, относимых в большей своей части к среднему девону ( $D_{2-3}$ ). В восточной части района в горах Уртынджал и сопках Энтакан широко развиты авгито-плагиоклазовые порфириды, которые можно параллелизовать с порфиритовой свитой нижнего девона.

Каменноугольные отложения в пределах описываемого района слагают синклиналию складку на северном крыле Тектурмасского антиклинория в бассейне рр. Сулу и Медыне. Представлены они известняками и песчаниками турнейского яруса. На южном крыле антиклинория обширные пространства сложены своеобразными серыми и светлорозовыми порфирами, подстилаемыми мощным (до 500 м) горизонтом конгломератов и аггломератов. Возраст этой свиты принят как каменноугольный, но может быть и более молодым.

Интрузивные породы занимают около  $\frac{1}{5}$  изученной площади. Среди них наблюдается большое разнообразие, от кислых лейкократовых гранитов до основных и ультраосновных пород — габбро и перидотитов. Породы основного ряда приурочены к сводовым частям крупного антиклинального поднятия, сложенного породами уртынджалского комплекса. Вдоль этого поднятия на протяжении 300 км в горах Аркалык, Сарытау, Тектурмас, Уртынджал, Энтакан и Норчекен основные и ультраосновные интрузии выходят в форме неправильно очерченных тел (10—15 км длиной при ширине 2—2.5 км), вытянутых согласно простиранию пород уртынджалского комплекса. Они сложены преимущественно габбро и озмеевикованными перидотитами. Вся полоса в целом была названа Тектурмасским змеевиком поясом.

Ультраосновные и основные интрузии наиболее широко развиты в центральной и восточной частях Тектурмасского пояса. В его западной части в горах Аркалык и далее на запад количество интрузивных тел, повидимому, уменьшается. Правда, вопрос этот не совсем для нас ясен, так как в западной части Тектурмасского пояса были проведены лишь отдельные маршруты; возможно, что отсутствие ультраосновных интрузивных тел на карте этой части пояса объясняется меньшей детальностью работы, тем более, что в одном из ответвлений Тектурмасского змеевикового пояса, отходящего от него в меридиональном направлении на север, в Кулан-утмесском районе, по данным Н. С. Павлова (1936), среди нижнесилурийских отложений были встречены выходы ультраосновных пород. Последние расположены по берегу р. Узень-итазу и представляют почти цело озмеевикованные перидотиты и пироксениты, местами превращенные в актинолитовые, тальково-змеевиковые и тальково-амфиболовые сланцы.

Кроме того, западнее Тектурмасского пояса в самостоятельной антиклинальной структуре, в районе гор Актау среди яшмо-кварцитов нами был обнаружен небольшой выход силифицированных змеевиков (Архангельская и др., 1948).

Комплекс основных и ультраосновных пород представлен габбро, габбро-амфиболитами, змеевиками, происшедшими за счет перидотитов,



В змеевиковых массивах гор Тектурмас широко развиты жилы гранатизированных габбро-диабазов — фарфорподобных светлых пород. Мощность этих тел очень невелика, в среднем 0.5—1 м.

В горах Уртын-джал и сопках Кенеспай змеевиковые массивы часто силифицированы, превращены в пористые породы с ячеистой структурой. К ним приурочено Уртынджальское медно-никелевое месторождение, а также месторождения магнезитов в горах Кенеспай и Сары-куль-ульды.

Основные породы приурочены к понижениям рельефа. Они слагают пологие увалы, а также характерные для рельефа Казахстана участки мелкосопочника, в то время как крупные хребты и гряды сложены породами уртынджальского комплекса.

Следует указать, что районы развития уртынджальского комплекса и основных и ультраосновных интрузий характеризуются хорошей горизонтальной обнаженностью при практически полном отсутствии вертикальных обнажений. Отсюда все вопросы о взаимоотношениях как основных и ультраосновных интрузивов с вмещающими породами, так и отдельных разностей пород внутри интрузий приходилось решать путем картирования контактов и изучения структур в плане. Характерной особенностью уртынджальского комплекса является частое выклинивание отдельных его горизонтов в плане при закономерной выдержанности их простираний 60—80°. Производить замеры элементов залегания в породах уртынджальского комплекса удается сравнительно в немногих случаях. Простирания легко устанавливаются по направлению гребней и гряд кварцитов и яшм, падения же можно замерять только в полосчато-слоистых яшмах и некоторых песчаниках нижней части комплекса.

Очень часто сильно дислоцированные породы уртынджальского комплекса, наклоненные под углом 40—60°, а иногда до 80—90°, являются кровлей основных пород. В рельефе эти участки отображены рядом гряд и гребешков, сложенных преимущественно яшмами и кварцитами тектурмасской свиты.

При картировании участков с большим количеством гряд, сложенных породами уртынджальского комплекса, отдельные гряды были нами объединены и показаны на карте в виде пятен и полос, постепенно выклинивающихся в тех местах, где эти гряды сходят на-нет (см. геологическую карту, фиг. 5). На склонах сопок, между отдельными грядами и в понижениях между увалами также часто выходят основные породы. Контактных воздействий основных интрузий на вмещающие породы уртынджальского комплекса нами не наблюдалось. Змеевики слагают понижения рельефа, а габбровые разности — вершины сопок, причем в этих случаях не удается установить: образуют ли габбро штокообразные тела в змеевиках или залегают в виде кровли на змеевиковом основании.

Таким образом, основные и ультраосновные интрузии повторяют в плане линзообразное строение уртынджальского комплекса.

При пересечении полосы развития уртынджальского комплекса и основных и ультраосновных интрузий обращает внимание повторение полос одних и тех же пород, часто стоящих на «головах», что является, по мнению А. А. Богданова (1939), следствием наличия здесь большого количества резких антиклинальных складок. В южных грядах наблюдается опрокидывание пород на юг, а в северных — на север. Отсюда следует, что породы уртынджальского комплекса смяты в систему сложных антиклинальных складок, представляющих в целом веерообразную структуру. Основные и ультраосновные интрузии оказываются приуроченными как к сводам антиклиналей, так и к синклиналиям. Вероятнее

всего, что габбро-перидотитовые интрузии являлись пластовыми залежами и были позднее смяты вместе с породами уртынджалского комплекса в сложные веерообразные складки.

Интенсивное сжатие, вызвавшее такую сложную складчатость, несомненно сопровождалось разрывами и перемещениями отдельных частей структуры, что нашло свое отражение в появлении рассланцованных разностей габбро, габбро-амфиболитов, амфиболовых и змеевиковых сланцев. С указанным комплексом пород, повидимому, связаны небольшие тела плагиогранитов, встреченные к северу от гор Тектурмас в районе сопки Кузек и затем в пологих увалах между Сарытау и Байгорой. В обоих пунктах они представлены катаклазированными разностями. Мелкие выходы плагиогранитов встречены на западном продолжении Тектурмасского пояса в горах Аркалык. Нигде за пределами Тектурмасского змеевикового пояса плагиограниты встречены не были.

Возраст всего комплекса ультраосновных и основных пород устанавливается как нижнесилурийский, так как эти породы интродуцируют и нижнюю и верхнюю свиты уртынджалского комплекса ( $S_1^B$ ), а гальки габбро и габбро-диабазов встречены в верхнесилурийских конгломератах к западу от гор Сарытау.

К более молодым проявлениям интрузивной деятельности принадлежат два больших массива гранитов и гранодиоритов, расположенные в юго-восточной части района. Топарский гранодиоритовый массив расположен к северу от Тектурмасского змеевикового пояса, Бугулинский гранитный массив лежит к югу от него. В районе гор Аир и сопки Энтакан Бугулинский гранитный массив отделен от Топарского гранодиоритового массива лишь узкой полосой нижедевонских порфиритов. Далее на восток в направлении Каркаралинска массивы соединяются в один. С процессами формирования этих массивов гранитоидов, повидимому, и связано образование мелких интрузивных тел кварцевых диоритов в пределах Тектурмасского пояса. Из них два наиболее крупных (по площади 0.2—0.3 кв. км) штока были встречены: один в горах Сарытау, а другой к югу от Карамуруна. Мелкие интрузивные тела аналогичных кварцевых диоритов, реже диорит-порфиритов и габбро, встречаются среди Топарского гранодиоритового массива и в его приконтактной зоне среди эффузивных и осадочных свит нижнего палеозоя и девона. В эффузивах байдаулетовской свиты ( $S_1^A$ ) и в осадочной толще верхнего силура эти тела интродуцируют своды антиклинальных складок. В районе гор Сарытау и Карамуруна кварцевые диориты интродуцируют породы уртынджалского комплекса и габбро. Кварцевые диориты и вмещающие их породы в свою очередь секутся меланократовыми и лейкократовыми жилами; наиболее мощные (5—6 м) жилы диорит-порфирита встречены в горах Сарытау. Жилы гранит-порфира и аплитовидного гранита секут шток кварцевых диоритов в районе Карамуруна. Мощность этих жил очень невелика — 1—2 м. По своему составу эти жильные образования ничем не отличаются от жильной серии Топарского гранодиоритового массива.

Кроме всех указанных интрузивных пород известны мелкие тела кварцевых диорит-порфиритов, приуроченные к антиклинальным сводам верхнесилурийских и нижедевонских отложений. Эти кварцевые диорит-порфириты к северу от сопки Сарытау, по данным А. А. Богданова, трансгрессивно перекрыты известняками нижнего карбона.

Возможно, что эти мелкие тела кварцевых диорит-порфиритов представляют собой корни нижедевонских излияний, и приуроченность их к сводовому поднятию, сложенному верхнесилурийскими песчаниками, и линейная вытянутость, согласно с общим простиранием пород, свиде-

тельствуют, может быть, о распределении центров вулканических излияний в девонское время.

### Петрографический очерк

#### Змеевики

Змеевики — плотные массивные породы, окрашенные в темнозеленый цвет, порфиroidного сложения, с крупными (4—6 мм) листоватыми выделениями бастита с шелковистым блеском. Излом у змеевиков раковистый. В большом количестве наблюдаются зеркала скольжения. Зеркальные эмалевидные поверхности обладают несколько иной, более светлой, синей или голубой окраской. Эти змеевики порфиroidного сложения пользуются широким развитием в пределах Тектурмасского пояса, и лишь в горах Норчекен и далее на восток в горах Сары-куль-ульды обнаружены небольшие массивы змеевиков, несколько отличающихся как по внешнему виду, так и под микроскопом. Это стекловатого облика породы, бо-



Фиг. 6. Пикролитовая разность змеевика. Николи  $\times$ . Ув. 45 раз.

лее светлого серовато-зеленого или голубовато-зеленого цвета, часто очень плотного сложения. Кроме этих двух разновидностей змеевиков в отдельных участках Тектурмасского пояса, преимущественно по периферии змеевиковых массивов, встречаются сланцеватые разности.

Под микроскопом наиболее распространенный порфиroidный змеевик обладает петельчатой текстурой. В пределах основной массы встречаются крупные гомоосевые псевдоморфозы бастита, образующиеся обычно по ромбическому пироксену. Среди змеевиков с петельчатой текстурой встречаются участки, отвечающие по классификации В. Н. Лодочникова (1936) серпофиту.

Вторая разновидность стекловидных змеевиков обладает под микроскопом пикролитовым строением (фиг. 6). Антигорито-пикролитовый тип

змеевиков связан постепенными переходами с нормальным порфировидным змеевиком петельчатой текстуры, причем в отдельных образцах ясно удается наблюдать, как петельчатый змеевик замещается игольчатым пикролитом. При замещении гомоосевых псевдоморфоз бастиа игольчатые кристаллы ориентированы по спайности, а промежутки между спайностью заполнены мелколистоватым пикролитом, ориентированным перпендикулярно спайности.

Следует еще указать редко встречающуюся разновидность змеевика с конвертообразной структурой (фиг. 7).



Фиг. 7. Кварцевый прожилок с жемами халцедона в змеевике с конвертообразной текстурой. Николи  $\times$ . Ув. 25 раз.

Сланцеватые разности змеевиков под микроскопом состоят из волокнистого серпентина, ориентированного в одном направлении. Петельчатая текстура является уже реликтовой, местами она вообще незаметна. Листоватые выделения серпентина часто изогнуты и расщеплены по спайности. Во всех образцах змеевика присутствует магнетит, образующий скопления мелких кристаллов то в середине хризотильных шнуров (петельчатые разности), то вдоль листовато-игольчатых кристаллов антигорита (пикролитовые разности), замещающих гомоосевые псевдоморфозы бастиа, благодаря чему он распределен в породе пятнами. В сланцеватых разностях змеевиков магнетит образует линзовидные выделения, ориентированные по сланцеватости змеевика. В большинстве образцов змеевиков встречается хромшпинелид то в крупных (0.5—1 мм), то в более мелких (0.5—0.3 мм) зернах. Отдельные кристаллы хромшпинелида достигают 1.5—2 мм. Он просвечивает то красным, то зеленовато-бурым цветом. По периферии и вдоль трещин хромшпинелид замещается черным непросвечивающим веществом. Его зерна часто рассеяны шнурами хризотила.

В отдельных образцах змеевиков широко развиты маломощные (0.5—1 мм) прожилки хризотил-асбеста. Особенно многочисленны такие прожилки в сланцеватых разностях змеевиков, где они иногда достигают ширины 2—2.5 мм.

Очень редко в змеевиках Тектурмасского пояса сохраняются реликты первичных пород. В ячейках сетки змеевиков с петельчатой текстурой встречаются зерна оливина и моноклинного, реже ромбического, пироксена.

Оливин, как видно из табл. 1, отвечает по составу почти чистому форстериту с содержанием около 6—8%  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  фаялита.

Таблица 1

Оптические константы реликтовых минералов в змеевиках

№№ образцов	Оливин		Ромбич. пироксен		Монокл. пироксен			Амфибол			Название породы
	2V	Ng — Np	2V	Ng — Np	2V	Ng — Np	C : Ng	2V	Ng — Np	C : Ng	
2203/37	+83°	0.029	+80°	—	+58°	—	38°	—	—	—	Озмеевикованный перидотит
1436/К	+88°	0.031	+80°	—	+60°	0.029	40°	—	—	—	Озмеевикованный перидотит
123/39	+86	0.030	+86°	0.014	—	—	—	—	—	—	Бронзитовый дунит
4/38	—	—	—	—	+56°	0.027	40°	—	—	—	Перидотит-верлит
235/38	—	—	—	—	+56°	0.028	40°	—80°	0.020	16°	Пироксенит
285/38	—	—	—	—	+57°	0.027	40°	—79°	0.025	16°	Пироксенит
286/38	—	—	—	—	+56°	0.027	42°	—	—	—	Пироксенит

Моноклинный пироксен представлен диалягом (табл. 1). Все его кристаллы обладают совершенной отдельностью по (100).

Ромбический пироксен по углу оптических осей и величине двупреломления ближе всего стоит к бронзиту (табл. 1), с содержанием около 10—12%  $\text{FeSiO}_3$ .

Таким образом, перидотиты, за счет которых образовались змеевики, были представлены преимущественно лерцолитами. Среди перидотитовых массивов отдельные небольшие участки вероятно были сложены пироксенитами, о чем свидетельствует наличие выходов диалягитов в горах Кенеспай и Энтакан. В пироксенитах резко проявлен катаклиз. Кристаллы пироксена сдавлены и изогнуты по спайности. Кроме того, вдоль отдельных трещин породы превращены в дробленный агрегат. Из вторичных продуктов в пироксенитах присутствуют светлозеленый актинолит, оптические константы которого приведены в табл. 1, и бесцветный тремолит, образующий игольчатые кристаллы, обрастающие выделения пироксена с периферии. Процесс тремолитизации пироксена сопровождается образованием мелких зерен магнетита.

В некоторых пироксенитах, наряду с образованием тремолита, наблюдается серпентинизация, причем серпентин замещает игольчатые кристаллы тремолита.

Серпентинизация пироксена в пироксенитах, а также в некоторых разностях перидотитов сопровождается появлением граната. Гранат

образует скопления желтовато-розовых или бесцветных слабо индивидуализированных зерен, ориентированных цепочками вдоль спайности антигорита. Реже гранат встречается в мелких идиоморфных кристаллах, распределенных более равномерно в пределах всей породы. В этом случае момент его образования неясен; возможно, что по сравнению с серпентином он является более ранним.

Одним из распространенных минералов, развивающихся в змеевиках после их формирования, является хлорит. Хлорит особенно часто присутствует в рассланцованных разностях змеевика. Он встречается обычно в виде крупных пластинчатых выделений, образующих прожилки или же распределенных вдоль первичной сетки в петельчатых разностях. В некоторых образцах змеевика хлорит почти целиком замещает серпентин. Представлен хлорит бесцветной или светлоокрашенной в зеленый цвет разностью с аномальной ржаво-бурой интерференционной окраской. По всем данным это пеннин. Часто вместе с хлоритом в мелких зернах присутствует апатит.

Кроме перечисленных минералов к вторичным минералам, развивающимся в змеевиках, относятся тальк, карбонат и различные модификации кремнекислоты.

Тальк образует скопления мелких листочков и чешуек, замещающих серпентин. В неизменных перидотитах тальк развивается в крупных листочках по оливинолу. Тальк и карбонат выполняют ячейки сетки, в то время как серпентин слагает ее петли или выделяется вдоль отдельных игольчатых кристаллов в пикролитовых разностях. Тальк и карбонат обычно ассоциируются с опалом и халцедоном и чаще всего встречаются в силифицированных разностях змеевиков. В небольшом количестве опал и халцедон наблюдаются также в сланцеватых змеевиках. Опал образует округлые выделения, группирующиеся в полосы и ориентированные вдоль их сланцеватости. Промежутки между округлыми выделениями опала выполнены серпентином.

Иногда наряду с опалом присутствует халцедон в форме радиально-лучистых сростков. Часто халцедон обрастает с периферии опаловидные участки. В других случаях сростки халцедона замещают пластинки бастина в виде сплошного поля мелких розеток.

Совместно с опалом и халцедоном часто встречается бурый волокнистый минерал с низким показателем преломления и с невысокой интерференционной окраской желтого тона 1-го порядка. Этот минерал обычно развивается в породах вдоль волокнистости хризотила и часто замещает хризотил-асбест. Особенно широко он распространен в частично силифицированных змеевиках. Повидимому, его следует отнести к группе нонтронита. Процессы силификации змеевиков особенно широко развиты в восточной части Тектурмасского пояса в горах Кенеспай, Энтакан и Сары-куль-ульды.

Силифицированные змеевики представляют пористые, ноздреватые породы, чаще всего буроватого цвета благодаря ожелезнению.

Под микроскопом они состоят из кварца, опала и халцедона. Структура пород ячеистая. Стенки пустот часто выполнены опалом, иногда радиально-лучистым халцедоном. Наиболее плотные разности нацело состоят из кварца, и только по распределению окислов железа вдоль первичных магнетитовых шнуров среди мелкозернистого кварцевого агрегата можно судить о первичной петельчатой текстуре змеевиков. Из реликтовых минералов в силифицированных змеевиках присутствуют лишь магнетит и хромшпинелид. Изредка в небольшом количестве встречается серпентин. Широко распространены минералами в силифицированных

змеевиках являются, как это было указано выше, тальк и карбонат. Последний представлен магнезитом. Иногда карбонат выполняет жеоды, стенки которых обрастает халцедон. Редко встречаются пластинки хлорита.

К силифицированным змеевикам в районе сопки Кызыл-чеку приурочено Уртынджалское медно-никелевое месторождение, описанное впервые М. П. Русаковым, М. И. Вагановым и И. С. Яголкиным (1933).

Летом 1937 г. в районе сопки Кенеспай среди силифицированных змеевиков было открыто месторождение магнезита (Кузнецов, 1940). Довольно крупные скопления магнезита были обнаружены летом 1939 г. и на массиве Сары-куль-ульды. В то время как серпентинизация перидотитовых массивов имеет в пределах Тектурмасского пояса региональное распространение, силификацию змеевиковых массивов мы наблюдаем лишь в пределах трех участков, а именно в горах Кенеспай, Энтакан и Сары-куль-ульды. В первых двух пунктах уртынджалский комплекс интрузивов гранодиоритами Топарского массива, а ряд даек и жил этой интрузии прорезают змеевики и габбро. То же соседство кислых пород наблюдается и в горах Сары-куль-ульды, где с силифицированными змеевиками в непосредственном контакте находятся граниты и гранодиориты Каркаралинской интрузии.

В районе Уртынджалского медно-никелевого месторождения залегающие по соседству со змеевиками порфириды нижнего девона, а также кварцевые порфиры того же возраста несут следы окварцевания. Подобные процессы окварцевания эффузивов нижнего девона наблюдались и по северному контакту Топарского гранодиоритового массива в районе с. Тюль-куль и далее на восток в горах Конур-джал и Сары-джал. В районе с. Кучеку, вблизи Уртынджалского месторождения, около сопки Кызыл-чеку и в восточной части района на сопках Кос-чеку на берегу реки Нуры по кварцевым порфирам образуются типичные вторичные кварциты.

Н. Г. Сергиев (1938) указывает, что в то время как «вторичные кварциты по эффузивам содержат типичные для них минералы: рутил, андалузит, диаспор, серицит и др., указывающие на деятельность гидротерм, в зоне окремнения змеевиков мы имеем исключительно низкотемпературные модификации кремнезема — опал и образовавшийся за его счет халцедон». Как видно из приведенного выше описания силифицированных змеевиков, это последнее утверждение Н. Г. Сергиева не совсем правильно. Так, наряду с опалом и халцедоном одним из распространенных минералов является кварц и не менее часто в силифицированных змеевиках встречаются тальк и крупнокристаллический магнезит. А все эти минералы не менее характерны для гидротермальных процессов, чем для процессов поверхностного выветривания. Поэтому, принимая во внимание приуроченность силифицированных змеевиков к контактовым зонам кислых интрузий, нам кажется, нельзя исключать возможность того, что процесс силификации змеевиков связан с гидротермальными дериватами гранодиоритовой магмы. Тем более, что мы пока не располагаем данными для разделения источников растворов, вызвавших, с одной стороны, силификацию змеевиков и, с другой стороны, окварцевание эффузивов нижнего девона.

## Г а б б р о

По внешнему виду габбро представлены массивными зеленовато-серыми породами с ясно различной, несмотря на сильный метаморфизм, среднеили мелкозернистой, а в редких случаях порфирированной структурой.

В отдельных выходах породы отчетливо рассланцованы. Встречаются породы, рассеченные сетью тонких (1—2 мм) прожилков пренита. Во многих случаях породы обладают типичной габбровой структурой, но часто последняя или приближается к диабазовой (офитовой), или является типичной диабазовой. Такие породы мы выделяем в особую группу, описываемую дальше под названием габбро-диабазов. Однако, вследствие сильного метаморфизма, а также близости минералогического состава габбро и габбро-диабазов, они чрезвычайно трудно различимы не только макроскопически, но и под микроскопом.

Появление габбро-диабазов можно объяснить двояким образом: 1) эти породы относятся к одной и той же интрузии и их структурные особенности обусловлены различными условиями застывания; 2) они являются жильными или мелкими интрузивными телами, связанными с более поздним этапом жизни магматического очага. В нашем случае возможно, что в габбро имеются жильные габбро-диабазы, аналогичные тем, которые наблюдались нами в змеевиках, и что в габбро имеются участки габбро-диабазов, которые связаны с ними постепенными переходами.

По минералогическому составу среди габбро выделяются:

1. Типичные габбро, состоящие из основного плагиоклаза и пироксена, часто сильно измененные, но в большинстве случаев с реликтами первичных минералов. Характер вторичных продуктов, развивающихся по плагиоклазу, не оставляет никакого сомнения в том, что первоначально плагиоклаз обладал основным составом.

2. Группа пород нацело измененных, состоящих из альбита и амфибола. Наличие альбита, слегка пелитизированного, является характерной особенностью для этой группы пород. По внешнему виду альбита и по отсутствию ассоциирующих с ним вторичных минералов (эпидота, пренита и соскритовых агрегатов) вторичный его генезис в некоторых случаях вызывает сомнение. При описании этих измененных пород мы дадим им лишь общую характеристику, более детально же на явлениях альбитизации остановимся, ввиду их тесной ассоциации с кварцевыми диоритами и плагиогранитами, при описании последних.

Под микроскопом нормальные габбро состоят из плагиоклаза и в той или иной степени амфиболитизированного моноклинного пироксена. Размер зерен плагиоклаза и пироксена колеблется в пределах от 0.2—0.8 мм до 1—2 мм. Исключительно редко в крупнокристаллическом габбро встречаются участки с размером зерен в 2—3 мм. Среди пород широко развиты порфиоровые разности с крупными (1.5—2 мм) вкрапленниками пироксена.

Все породы характеризуются одними и теми же, но несколько отличающимися по силе своего проявления, вторичными процессами изменения.

Первичный плагиоклаз габбро сохранился в немногих выходах. В большинстве случаев он почти нацело замещен вторичными продуктами. Сохранившиеся зерна плагиоклаза обладают резко выраженным зональным строением: центральные части отвечают лабрадору № 55—65, периферия — андесину около № 27—30 (табл. 2). Из вторичных продуктов чаще всего по плагиоклазу развивается пренит. Пренитизированные разности габбро широко распространены в горах Тектурмас, в районе сопок Кара-мурун, Кузек, Кызыл-чеку, а также на востоке — в горах Норчекен и Сары-кульды. Обычно вся полевошпатовая составная часть таких пород нацело замещена пренитом, образующим мелкие розетки, разрозненные крупные листочки и чешуйки. Реликты первичной структуры таких нацело пренитизированных пород хорошо видны только при одном никеле. Го-

раздо реже первичный плагиоклаз замещен альбитом или альбит-олигоклазом (табл. 2). Обычно одновременно с альбитизацией происходит образование зернистого агрегата соссюрита, чешуек и листочков хлорита и серицита и игольчатых кристаллов актинолита, причем степень разложения плагиоклаза весьма различна.

В некоторых образцах полевые шпаты нацело замещены агрегатом соссюрита, в массе которого распределены розетки хлорита и игольчатые кристаллы актинолита. В других случаях широко развита серицитизация с местным выделением соссюрита. Наконец, на восток от гор Кара-мурун, в районе развития габбро-диабазовых разностей, в альбитизированных разностях габбро широким развитием пользуется актинолит, образующий скопления мелких игольчатых и призматических кристаллов.

Пироксен представлен бесцветной или светлозеленой моноклинной разновидностью, часто с хорошей отдельностью по (100). Для минерала определены оптические константы (см. табл. 2), которые ближе всего отвечают диаллагу:  $2V = +51^\circ - 52^\circ$ ;  $C:Ng = 40 - 42^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.024 - 0.027$ .

Вторая, менее распространенная разновидность пироксена, с оптическими константами  $2V = +46^\circ$ ;  $C:Ng = 40^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.031$ , несколько отличается от диаллага и ближе стоит как по углу оптических осей, так и по величине двупреломления к диопсиду.

Пироксен всегда в той или иной степени амфиболизирован и замещен зеленовато-бурой или желтовато-зеленой роговой обманкой, нередко обладающей зональным строением, при котором центральные части минерала плеохроируют в бурых тонах, а периферия в желто-зеленых. Оптические константы обоих амфиболов приведены в табл. 3.

Иногда бурая роговая обманка обрастает зерна пироксена с периферии, и граница между ними резкая. Одновременно в породах встречаются отдельные кристаллы бурой роговой обманки с идиоморфными гранями и с совершенно другой оптической ориентировкой, чем у непосредственно прилежащих кристаллов пироксена. Повидимому, бурая роговая обманка в некоторых случаях является продуктом первичной кристаллизации, и не исключена возможность, что там, где нет реликтов пироксена, она являлась единственным первичным цветным компонентом.

Кроме того, по пироксену и по роговой обманке развиваются лучистые сростки вторичных амфиболов, представленных светлозеленым актинолитом с углом угасания  $C:Ng = 17 - 18^\circ$ ;  $2V = -74^\circ$  и волокнистым уралитом. Одновременно с развитием вторичных амфиболов выделяются мелкие аллотриоморфные зерна титанита, часто замещенные лейкоксеном. В некоторых случаях пироксен подвергается замещению светлозеленым, иногда бесцветным хлоритом — пеннином с аномальной индигово-синей интерференционной окраской. Он одноосен, отрицателен, обладает положительным удлинением.

В отдельных случаях хлоритизация настолько хорошо развита, что пеннин замещает не только пироксен, но и роговую обманку, причем хлоритизация всегда сопровождается выделением мелких аллотриоморфных зерен титанита и более крупных веретенновидных зерен эпидота, приуроченных к спайности листочков в хлорите.

Кроме хлорита, по пироксену иногда развиваются эпидот и кальцит.

Группа аксессуарных минералов габбро представлена апатитом, титанитом и титаномагнетитом. В единичных случаях был встречен циркон.

Титанит кроме мелких идиоморфных зерен образует ксеноморфные крупные выделения, цементирующие таблицы плагиоклаза. Зерна титаномагнетита подвергаются замещению хлоритом с образованием скелетных форм.

№№ шлифов	П л а г и о к л а з							2V	№
	P : Ng	P : Nm	P : Np	B : Ng	B : Nm	B : Np			
1136/37	10°	80°	88°	81°	26°	66°	-80°	30	
1155/37	30°	64.5°	75°	57°	66°	42°	+76°	53	
606/Б	34°	64°	70°	—	—	—	+84°	65	
146/38	30°	64.5°	75°	64°	63°	40°	+80°	55	
135/38	80°	11°	85°	—	—	—	-84°	27	
1073/37	12°	78°	89°	79°	17°	77.5°	—	10	
1075/37	79°	24°	69°	83°	70°	21°	+74°	5	
2249/37	15°	75°	90°	75°	13°	81°	+88°	5	
2261/37	16°	74°	89°	—	—	—	+84°	4	
2265/37	80°	22°	71°	11°	81°	90°	+84°	7	
2277/37	17°	73°	90°	—	—	—	—	3	
885/К	14°	76°	89°	75°	13°	81°	—	6	
55/38	альбит + эпидот — соссюрит							—	
1158/37	15°	75°	90°	75°	13°	81°	+88°	5	
98/38	15°	75°	90°	—	—	—	+76°	5	
	11°	79°	88°	—	—	—	—	11	
1104/37	—	—	—	—	—	—	—	—	
1142/37	—	—	—	—	—	—	—	—	
2228/37	—	—	—	—	—	—	—	—	
91/38	—	—	—	—	—	—	—	—	
619/Б	33°	64°	71°	—	—	—	—	63	
2213/37	10°	80°	88°	82°	17°	75°	—	12	
281/38	14°	76°	89°	—	—	—	+86°	7	

\* В скобках указывается размер зерен.

определенные на Федоровском столе

П и р о к с е н				А м ф и б о л		Название породы
2V	Ng - Np	C : Ng	2V	Ng - Np	C : Ng	
+52°	0.027°	40°	-74°	бурый 0.024	17°	Среднезернистый габбро-порфирит (0.5—1 мм)*
—	—	—	-74°	бурый 0.020	18°	Среднезернистое габбро (0.5—1 мм)
+46°	0.031°	42°	+	+	+	Среднезернистый габбро-порфирит (0.5—0.8 мм)
+51°	0.024	42°	-80°	бурый 0.024	17°	Габбро-порфирит
+	+	+	+	+	+	Среднезернистый габбро-порфирит
—	—	—	-60°	буро-зел. 0.020	16°	Среднезернистое габбро (0.6—0.8 мм)
—	—	—	-72°	0.022	16°	Микродиорит или мелкокристаллическое габбро (0.4—0.6 мм)
+	+	+	-72°	буро-зел. 0.025	15°	Среднезернистое габбро (0.6—1 мм)
—	—	—	-64°	ж.-зел. 0.024	16°	Мелкокристаллическое габбро (0.2—0.6 мм)
+	+	+	-65°	+	+	Крупнокристаллическое габбро (1—2 мм)
—	—	—	-68°	ж.-зел. 0.027	17	Жильный габбро-аплит
+	+	+	+	+	+	Крупнокристаллическое габбро (1—1.5 мм)
+	+	+	-80°	бурый 0.024	16°	Среднезернистое габбро
+60°	0.026	40°	-74°	жел.-зел. 0.024	17°	Габбро-порфирит
—	—	—	—	—	—	Габбро-порфирит
—	—	—	—	—	—	Габбро-порфирит
+54°	0.024	42°	-78°	бурый 0.022	16°	Пренитизированный габбро-порфирит
+	+	+	-78°	жел.-зел. 0.022	16°	Пренитизированный габбро-порфирит
+	+	+	-79°	бурый 0.020	17°	Пренитизированное среднезернистое габбро
+51°	0.025	40°	-75°	бурый 0.023	18°	Пренитизированное крупнокристаллическое габбро
—	—	—	-66°	жел.-зел. 0.024	17°	Габбро-диабаз
+47	0.032	39°	—	—	—	Габбро-диабаз
—	—	—	+	+	+	Габбро-диабаз

Отдельные выходы габбро интенсивно катаклазированы и настолько сильно раздроблены, что вторичная по плагиоклазу буроватая соссюритовая или пренитовая масса разбита в них на отдельные остроугольные обломки, сцементированные еще более истертой массой. В этих участках широко развиты вторичные минералы, а трещины в породах выполнены

Таблица 3

Оптические константы амфиболов

№№ образцов	2V	Ng — — Np	C : Ng	И с о х р о н и з м			Абсорбция
				Np	Nm	Ng	
1136/37	—74°	0.024	17°	Светло-желтый	Зеленовато-бурый	Бурый	Ng > Nm > Np
1158/37	—74°	0.024	17°	Светло-желтый	Желто-зеленый	Зеленый	Ng > Nm > Np
146.38	—80°	0.024	17°	Светло-желтый	Зеленовато-бурый	Бурый	Ng > Nm > Np
1073/37	—60°	0.020	16°	Светлокоричневый	Зеленовато-коричневый	Буро-зеленый	Nc < Nm > Np
2249/37	—72°	0.025	15°	Светло-желтый	Зеленовато-бурый	Зеленовато-коричневый	Ng > Nm > Np
2261/37	—64—65°	0.024	16°	Светло-желтый	Зеленовато-бурый	Зеленовато-бурый	Ng > Nm > Np
1142/37	—78°	0.022	16°	Светло-желтый	Коричневый	Зеленовато-коричневый	Ng > Nm > Np
2228/37	—79°	0.020	17°	Светло-желтый	Желтовато-коричневый	Зеленовато-коричневый	Ng > Nm > Np
91/38	—75°	0.023	18°	Светло-желтый	Зеленовато-бурый	Буро-зеленый	Ng > Nm > Np

прожилками пренита, реже эпидота и клиноцоизита, шириной до 2 мм. В свою очередь от них отходит сеть тонких (0.1—0.2 мм) ветвящихся прожилков.

Пренит образует таблитчатые выделения с паркетовидным угасанием.

Эпидот в прожилках образует идиоморфные кристаллы с резким плеохроизмом в лимонно-желтых тонах. Кальцит выполняет наиболее молодые трещины, секущие как эпидотовые, так и пренитовые прожилки.

Габбро-диабазы

Описываемая группа пород отчетливо делится на две подгруппы:

1) темносерые мелкозернистые породы, макроскопически аналогичные вышеописанным габбро и отличающиеся лишь резко выраженной диабазовой структурой. Сохраняющийся иногда в них плагиоклаз обладает зональным строением и представлен лабрадором № 63 (табл. 2). В большинстве случаев он альбитизирован и замещен вторичными продуктами: соссюритом, пренитом и хлоритом. В этих случаях плагиоклаз отвечает по составу альбит-олигоклазу № 12 (табл. 2).

Пироксен представлен диаллагом. Для него определены следующие оптические константы: 2V = +47°, C : Ng = 39°; Ng — Np = 0.032.

По пироксену развиваются желто-зеленая роговая обманка, по своим оптическим свойствам ( $2V = -66^\circ$ ;  $C : Ng = 17^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.024$ ) ничем не отличающаяся от роговой обманки габбро, и хлорит — пеннин, образующий скопления мелких листочков, среди которых в беспорядке распределены игольчатые кристаллы актинолита. При декальцификации минералов породы в большем количестве образуются крупные ксеноморфные выделения кальцита, а в катаклазированных разностях габбро-диабазов карбонат выполняет прожилки.

Среди пород данной подгруппы, как было указано выше (стр. 18), по видимому имеются разности, входящие в состав интрузивных тел габбро и отличающиеся от последних только характером структуры, а также и разности, принадлежащие к жильной фации, следовавшей после остывания габбрового массива.

2) Темнозеленые плотные, иногда порфирировидные породы, рассеченные сетью тонких (0.5—2.5 мм) прожилков пренита и кальцита. Эти породы встречены в районе Кара-муруна, где они образуют самостоятельные выходы и отделены от габбро еще при полевых исследованиях, благодаря своему плотному афанитовому сложению и более темной окраске. Аналогичные габбро-диабазы были встречены также в районе с. Кенеспай, где они залегают среди вмещающих пород, так же как интрузия габбро. Габбро-диабазы представляют полнокристаллические породы, состоящие из плагиоклаза и амфибола, с резко выраженной диабазовой структурой. Часто встречаются порфирировидные разности с крупными (1—3.5 мм) выделениями плагиоклаза и мелкокристаллической основной массой, чем они и отличаются от вышеописанных габбро-диабазов, но по минералогическому составу и характеру вторичных процессов они к ним очень близки.

В описываемых породах плагиоклаз обычно альбитизирован и представлен альбит-олигоклазом № 8—10 или же альбитом № 4—5. Из вторичных минералов по плагиоклазу развиваются актинолит, эпидот, цоизит, хлорит и серицит. Следует подчеркнуть, что для описываемых пород характерно широкое развитие процессов замещения вкрапленников плагиоклаза скоплениями игольчатых кристаллов актинолита. В отдельных случаях с первого взгляда даже трудно установить, по какому минералу развился актинолит, особенно при наложении явлений катаклаза. В других случаях вкрапленники плагиоклаза замещены скоплениями листочков хлорита. Иногда полевые шпаты распадаются на агрегат мелких зерен вторичного альбита, выполняющих пространства между игольчатыми кристаллами актинолита.

Пироксен в породах встречен не был, и первичный цветной компонент в них представлен желто-зеленой роговой обманкой с углом угасания  $C : Ng = 17^\circ$ . В большинстве случаев она нацело замещена светлозелеными уралитом и актинолитом. Последний плеохроирует от светлозеленого (Np) до сине-зеленого (Ng). Угол угасания  $C : Ng = 17^\circ$ . Возможно, что значительная часть актинолита образовалась путем изменения целиком уничтоженного пироксена.

Уралитизация и актинолитизация сопровождаются выделением мелких зерен титанита.

Наряду с вторичными амфиболами в породах присутствует также хлорит. Из второстепенных минералов встречаются ксеноморфные зерна титанита и в большом количестве магнетит, образующий мелкие идиоморфные кристаллы, а также и крупные ксеноморфные выделения. В катаклазированных разностях магнетит концентрируется в прожилках актинолита, образуя шнуры в их центральных частях. Кроме игольчатых и

призматических кристаллов актинолита, трещины пород выполнены пренитом в виде розеток с паркетовидным угасанием, а также эпидотом и кальцитом. Изредка наряду с эпидотом в прожилках встречается альбит. По своему минералогическому составу и структурам описанные породы относятся уральным габбро-диабазам и габбро-диабаз-порфиритам.

При описании змеевиков 2-й Вагранской дачи на Северном Урале Г. Л. Падалка (1932<sub>2</sub>) также отмечает широкое развитие диабазовых разновидностей среди габбро. Он рассматривает их как структурную разновидность габбро и объясняет их отличие размерами интрузивных тел и различными условиями, в которых остывала магма в каждом отдельном случае. Г. Л. Падалка допускает также наличие жил и апофиз, отходящих в сторону от больших интрузивных тел. Вероятно и в нашем случае габбро-диабазы являются небольшими интрузивными телами, тесно связанными с породами габбрового массива, но в зависимости от своих размеров и в силу различных условий застывания приобретшими ряд специфических признаков, отличающих их от габбро.

### Гранатовые породы

Гранатовые породы пользуются широким распространением в пределах змеевиковых массивов. Особенно обильны жилы и штокообразные тела их в змеевиковом массиве, расположенном к северо-востоку от гор Карамурун.

Это плотные белые или светлосерые породы, иногда пятнистой окраски, с раковистым изломом, с большим удельным весом. Под микроскопом они близки друг к другу и отличаются только степенью гранатизации. В большинстве случаев главными минералами пород являются гранат и пироксен. Во многих случаях сохранились реликты структур габбро-диабазов. Гранат образует псевдоморфозы по идиоморфным кристаллам полевого шпата. Реже наблюдаются реликты габбровых структур, когда и пироксен и гранат, заместивший плагиоклаз, обладают аллотриоморфными очертаниями. Возможно, что в этом случае гранат частично замещает и пироксен. В некоторых образцах, действительно, пироксен нацело замещен гранатом и хлоритом. Пироксен представлен диаглагом, бесцветен, обладает хорошей отдельностью по (100). Угол угасания  $C : Ng = 39^\circ$ ;  $2V = +60^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.030$ . Кроме граната, по пироксену развивается хлорит и редко вторичная роговая обманка. Хлорит бесцветен, обладает аномальной индигово-синей интерференционной окраской. В некоторых породах, где первичные компоненты нацело замещены, хлорит пользуется таким же широким распространением, как и гранат.

Гранат образует агрегат буроватых, мало индивидуализированных зерен, почти не действующих на поляризованный свет; в более крупных зернах он всегда анизотропен. Местами ясно видна аномальная интерференционная окраска по сегментам октаэдра. Часто в гранатовых породах в большом количестве присутствует флюорит в форме ксеноморфных зерен, цементирующих гранат. Следует также отметить наличие эпидота сосюрита и цоизита. В аксессуарных количествах в породах присутствуют апатит и магнетит.

Трещины в гранатовых породах выполнены гранатом, хлоритом и реже пренитом.

Вышеупомянутые реликтовые минералы и структуры показывают, что наши гранатовые породы представляют собой продукт метасоматического замещения пород типа жильных габбро-диабазов. Они очень близки к хлорито-гранатовым породам, описанным Б. П. Кротовым из Миасской

дачи (1915). О сходстве этих пород мы можем судить как по форме залегания, структуре и минералогическому составу, так и по происхождению. Б. П. Кротов считает возможным, что хлорито-гранатовые породы образовались из габбро, находившихся в оливиновых породах.

Наши гранатовые породы очень сходны по генезису с хлорито-везувиано-гранатовыми образованиями, описанными Г. Л. Падалкой (1932<sub>2</sub>) из змеевиковой зоны во 2-й Вагранской даче на Урале; Г. Л. Падалка рассматривает эти образования как продукт метасоматического замещения пироксенитов и пород типа габбро-диабазов. Той же точки зрения на генезис хлорито-гранатовых пород придерживается и Е. А. Кузнецов (1936) при описании змеевикового массива горы Карабаш. Да и в целом ряде других работ по Уралу имеются указания на аналогичные породы, и везде их происхождение одинаково объясняется метасоматическим преобразованием пород типа габбро, габбро-диабазов и пироксенитов.

### Габбро-амфиболиты

Породы этой группы развиты преимущественно к северо-востоку от Кара-муруна вблизи змеевикового массива, а также в районе Кызыл-чеку, где они встречены в непосредственной близости от массива змеевиков. Отдельные небольшие выходы габбро-амфиболитов наблюдались в горах Норчекен и Аркалык, где они связаны также с массивами серпентинизированных перидотитов.

Габбро-амфиболиты слагают небольшие штокообразные тела в периферической части змеевиковых массивов или чаще образуют отдельные участки и полосы в краевых частях выходов габбро или непосредственно на контактах их со змеевиками. Направление сланцеватости в габбро-амфиболитах в большинстве случаев совпадает с общей вытянутостью змеевиковых тел. Габбро-амфиболиты — породы чаще меланократового, реже мезократового характера, с резко выраженной сланцеватой текстурой. Отдельные разности габбро-амфиболитов со слабо выраженной сланцеватостью при полевых исследованиях не могли быть выделены из группы габбро.

Под микроскопом габбро-амфиболиты резко отличаются от габбро по ряду структурных и текстурных признаков. Что же касается минералогического состава, то в этом отношении они близки к габбро. Поэтому мы и остановимся лишь на общей их характеристике. Оптические константы отдельных породообразующих минералов приведены в табл. 4.

Плаггиоклаз в большинстве выходов альбитизирован, а позднее каолинизирован и серицитизирован. Лишь в редких случаях он сохраняет свой первичный состав, обычно это лабрадор № 50. В одном случае (обр. № 257/38) был обнаружен битовнит № 83 (см. табл. 4). Встречаются также габбро-амфиболиты с пренитизированными, реже сосютизированными полевыми шпатами. В небольших количествах по плаггиоклазу развиваются эпидот и кальцит.

В некоторых разностях альбит образует большие округлые, несколько вытянутые по сланцеватости зерна. В других случаях на месте первоначального плаггиоклаза образовался агрегат мелких зерен альбита. Для альбита характерно полное отсутствие двойников. Часто наряду с альбитом присутствует и калиевый полевой шпат, иногда обрастающий с периферии зерна альбита.

Большинство образцов габбро-амфиболитов в качестве цветного минерала содержат роговую обманку, обычно зеленую, реже бурую. Клинопироксен (см. табл. 4) встречается редко и обычно в виде небольших

## Оптические константы минералов в габбро-амфиболитах

ММ шлифов	Плаггиоклаз								Пироксен			Амфибол			Плеохроизм
	P : Ng	P : Nm	P : Np	B : Ng	B : Nm	B : Np	2V	№	2V	Ng --- Np	C : Ng	2V	Ng --- Np	C : Ng	
1485/К	27°	66°	80°	—	—	—	+76°	50	—	—	—	-64°	0.0245	17—18°	// Np — светложелтый // Nm — зеленый // Ng — яркозеленый
257/38	45°	65°	55°	46°	60°	59°	-78°	8	—	—	—	-80°	0.023	18°	// Np — светложелтый // Nm — желто-зеленый // Ng — зеленый
207/38	14°	76°	89°	—	—	—	—	6	+61°	0.027	41°	-71°	0.025	16—17°	// Np — светложелтый // Nm — желто-зеленый // Ng — зеленый
1115/37	12°	78°	89°	—	—	—	—	10	—	—	—	-66°	0.028	16°	// Np — светложелтый // Nm — желто-зеленый // Ng — желтовато-зеленый
1118/37	14°	76°	89°	—	—	—	—	6	+53°	0.032	40°	-64—65°	0.028	17°	// Np — светложелтый // Nm — буровато-зеленый // Ng — буро-зеленый
102/38	Олигоклаз								—	—	—	-58°	0.023	16—17°	// Np — светложелтый // Nm — зеленый // Ng — яркозеленый
111/38	Пренит								+54°	0.027	42	-78—80°	0.024	16°	// Np — светложелтый // Nm — коричневый // Ng — красновато-коричневый

участков среди амфибола. Кроме зеленой и бурой роговых обманок по пироксену наблюдается развитие актинолита и хлорита. Оба эти процесса сопровождаются выделением мелких аллотриоморфных зерен титанита, содержание которого значительно выше, чем в габбро. Титанит образует зерна веретеновидной формы, ориентированные по сланцеватости породы в виде цепочек. Акцессорные апатит и магнетит ведут себя так же, как в габбро.

В структурном отношении в исследованных нами габбро-амфиболитах между главными минералами существуют кристаллобластические соотношения. В некоторых породах структура их ближе к габбровой, но вытянутая форма зерен полевого шпата и определенная ориентировка цветного компонента необычна для габбро.



Фиг. 8. Сланцеватая текстура в габбро-амфиболите.  
Николи  $\times$ . Ув. 25 раз.

Итак, в большинстве случаев габбро-амфиболитам свойственны кристаллобластическая, иногда порфиробластическая структуры. Порфиробласты всегда представлены цветным компонентом—амфиболом. Текстура пород сланцеватая (фиг. 8), причем в ней всегда заметны более или менее резко выраженные следы катаклаза. Поперек сланцеватости нередко развиты трещины раздробления, заполненные минералами цоизит-эпидотовой группы, а также пренитом, хлоритом, альбитом и кальцитом. Иногда породы совершенно развальцованы и имеют вид аллалинитового амфиболитового сланца или милонита.

Интересно отметить, что сланцеватость в амфиболитовом сланце перпендикулярна первичной гнейсоватости габбро-амфиболита. Мелкие же трещины, секущие породу, вдоль которых наблюдаются смещения в амфиболитовом сланце, снова отвечают гнейсоватости амфиболита. Эти трещины выполнены эпидотом и альбитом.

С очень большой вероятностью можно утверждать, что наши габбро-амфиболиты произошли из габбро. В пользу такого представления говорят и залегание пород в пределах массивов габбро и петрографические их особенности как в отношении минералогического состава, так и структуры и текстуры. Габбровая природа исходных пород подтверждается также и химическими анализами (табл. 5).

**Х и м и ч е с к и й**

№№ образцов	№ 146/38 — габбро-порфирит г. Кузек		№ 138/38 — жильное габбро мелкокристалл. г. Кузек		№ 114/38 — габбро-офитовое г. Тектурмас		№ 98/38 — габбро-порфирит г. Тектурмас	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
Компоненты	1		2		3		4	
SiO <sub>2</sub> . . . . .	48.56	0.809	50.36	0.839	50.37	0.840	50.65	0.844
TiO <sub>2</sub> . . . . .	1.00	0.013	1.13	0.014	0.24	0.003	0.80	0.010
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	14.16	0.146	15.38	0.151	16.96	0.167	15.57	0.153
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	1.44	0.009	2.19	0.014	1.6	0.011	3.35	0.021
FeO . . . . .	7.72	0.107	8.33	0.115	7.69	0.107	6.68	0.093
MnO . . . . .	0.25	0.003	0.18	0.002	0.17	0.002	0.15	0.002
CaO . . . . .	14.38	0.257	9.89	0.177	8.86	0.158	9.58	0.171
MgO . . . . .	7.27	0.181	6.94	0.173	6.78	0.169	5.96	0.149
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.48	0.005	1.12	0.012	1.51	0.016	0.65	0.006
Na <sub>2</sub> O . . . . .	1.69	0.027	2.51	0.040	3.38	0.055	3.81	0.061
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.00	—	0.12	0.001	—	—	0.12	0.001
H <sub>2</sub> O(−100°) . . .	0.18	0.010	0.20	0.011	0.10	0.006	0.37	0.020
H <sub>2</sub> O(+110°) . . .	2.33	0.130	1.96	0.109	1.55	0.086	2.77	0.154
Сумма	100.26	—	100.32	—	99.37	—	100.46	—

1) Обр. 146/38 — габбро-порфирит, состоит из лабрадора, диаллага и зеленовато-бурой роговой обманки.

2) Обр. № 138/38 — темное мелкокристаллическое габбро, состоит из лабрадора, замещенного соссюритом и пренитом, и буровато-зеленой роговой обманки. Тончайшие трещины в породе выполнены альбитом.

3) Обр. № 114/38 — габбро с офитовой структурой, состоит из альбитизированного плагиоклаза и зонального амфибола.

4) Обр. № 98/38 — габбро-порфирит, состоит из пелитизированного альбита с примесью пренита и хлорита, из диаллага и актинолита. Трещины выполнены пренитом.

5) Обр. № 135/38 — крупнокристаллическое габбро, состоит из лабрадора, замещенного альбитом, соссюритом и пренитом, диаллага, роговой обманки и слюды.

6) Обр. № 916/К — крупнокристаллическое габбро, состоит из альбит-олигоклаза и бурого амфибола; в небольших количествах присутствуют хлорит и актинолит.

7) Обр. № 281/38 — габбро-диабаз мелкокристаллический из альбит-олигоклаза и желто-зеленой роговой обманки. В большом количестве присутствуют титанит и титаномагнетит. Трещины выполнены эпидотом.

8) Обр. № 1115/37 — габбро-амфиболит из альбит-олигоклаза и желто-зеленой роговой обманки. В небольших количествах присутствуют кварц и ортоклаз. Трещины в породе выполнены пренином.

Таблица 5

с о с т а в

№ 135/38 крупно-кристаллич. габбро г. Кузек		№ 916/К крупно-кристаллич. габбро г. Тектурмас		№ 28/38 — габбро-диабаз г. Кенеспай		№ 1115/37 — габбро-амфиболит, к СВ от г. Карамурув		№ 111/38 габбро-амфиболит г. Тектурмас	
вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
5		6		7		8		9	
51.96	0.866	52.32	0.871	53.80	0.896	52.78	0.880	44.13	0.735
0.89	0.011	0.77	0.010	0.90	0.011	1.48	0.019	0.98	0.013
15.90	0.156	15.39	0.151	15.49	0.152	14.10	0.138	13.34	0.130
2.12	0.013	1.69	0.011	4.73	0.029	2.55	0.016	2.21	0.014
8.0	0.111	8.44	0.117	5.58	0.078	9.76	0.136	8.98	0.125
0.21	0.003	0.15	0.002	0.17	0.002	0.25	0.004	0.25	0.004
8.0	0.143	7.51	0.134	7.52	0.134	7.00	0.125	18.84	0.337
5.80	0.145	6.57	0.164	4.52	0.112	4.93	0.123	7.73	0.193
1.33	0.014	0.97	0.011	0.95	0.011	1.38	0.015	0.41	0.001
3.53	0.057	3.92	0.063	5.69	0.092	4.37	0.070	0.60	0.010
0.08	0.001	0.13	0.001	0.12	0.001	0.16	0.001	0.06	0.000
0.20	0.011	0.35	0.020	0.21	0.011	0.08	0.004	0.30	0.017
2.30	0.128	1.66	0.092	0.39	0.022	1.17	0.065	2.86	0.159
100.4	—	99.87	—	100.07	—	100.01	—	100.29	—

9) Обр. № 111/38 — габбро-амфиболит, состоит из диаллага, красновато-коричневого амфибола и пренина.

Принадлежность всех пород к группе габбро вполне подтверждается анализами, ясно подчеркивающими, что габбро Тектурмасского пояса близко отвечают среднему типу габбро. А именно, для среднего состава габбро мы имеем числовую характеристику  $a : c : v : s = 9.2 : 6.1 : 26.9 : 57.3$ , отношение  $a : c = 1.5$ .

В габбро Тектурмасского пояса среднее отношение  $a : c = 1.5 - 1.6$  (см. табл. 6).

Встречаются и более основные различия с отношением  $a : c = 0.6 - 1$ . В габбро-амфиболите № 111/38 отношение  $a : c$  падает до 0.2, что, повидимому, объясняется основным составом первичного плагиоклаза, в настоящий момент нацело замещенного пренином. В этой породе наблюдается своеобразный красновато-коричневый амфибол, состав которого не совсем ясен. По величине  $b : v$  все изученные породы вполне подходят к типу габбро.

Несколько обособленное положение занимают анализы обр. № 916/К. 1115/37 и 281/38. Что касается двух первых анализов, то надо думать, что в них значительно занижено содержание СаО, так как при отборе образцов для анализа из пород были выделены прожилки вторичных минералов. Под микроскопом ясно видно, что параллельно с образованием

Таблица 6

Пересчет анализов по А. Н. Заварицкому

Порядко- вые №№	№№ об- разцов	a	c	b	S	n	f'	m'	c'	a'	n'	E	t	Q	a : c
1	146/38	4.4	7.8	31.2	56.7	84.4	28.3	40.1	31.6	—	—	4.0	1.6	—3.3	0.6
2	138/38	7.2	6.8	27.3	58.8	76.9	36.4	43.7	19.7	—	—	7.1	1.6	—3.6	1.0
3	114/38	9.8	6.6	25.1	58.5	77.5	36.2	46.7	17.1	—	—	6.1	0.4	—9.3	1.5
4	98/38	9.4	5.9	25.4	59.3	90.4	35.7	40.67	23.5	—	—	11.5	1.2	—6.1	1.6
5	135/38	9.8	5.9	23.8	60.7	80.3	40.8	42.3	16.8	—	—	7.55	1.25	—4.3	1.6
6	916/К	10.0	5.3	24.7	60.1	86.3	39.1	45.4	15.5	—	—	6.1	0.7	—5.2	2.0
7	281/38	13.7	3.3	22.3	50.5	90.0	41.2	33.4	25.4	—	—	17.3	1.2	—8.5	4.2
8	1115/37	11.4	3.6	24.6	60.3	82.9	46.9	33.5	19.6	—	—	8.7	2.1	—6.3	2.6
9	111/38	1.5	8.2	39.0	51.4	90.9	27.5	34.0	38.4	—	—	5.0	1.7	—8.5	0.2

Формулы и коэффициенты по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу

Порядко- вые №№	№№ образцов	$\overline{RO}$	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	$\alpha$	R <sub>2</sub> O : RO	K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O
1	146/38	3.7	1	5.2	1.6	1 : 17.1	1 : 5.4
2	138/38	3.1	1	5.1	1.66	1 : 8.9	1 : 3.3
3	114/38	2.8	1	4.7	1.6	1 : 6.1	1 : 3.4
4	98/38	2.75	1	4.85	1.7	1 : 6.15	1 : 10.1
5	135/38	2.8	1	5.1	1.8	1 : 5.7	1 : 4
6	916/К	3.0	1	5.4	1.8	1 : 5.7	1 : 6.3
7	281/38	2.65	1	5.6	2.0	1 : 3.1	1 : 8.4
8	1115/37	3.1	1	5.7	1.9	1 : 7.6	1 : 4.7
9	111/38	4.6	1	5.1	1.3	1 : 6.6	1 : 10

альбита шел вынос кальция в прожилки породы в виде вторичных минералов: эпидота, пренита и т. д.

Что касается образца № 281/38, то и микроскопическая характеристика этой породы показывает повышенное содержание щелочей, так как плагиоклаз представлен исключительно альбитом.

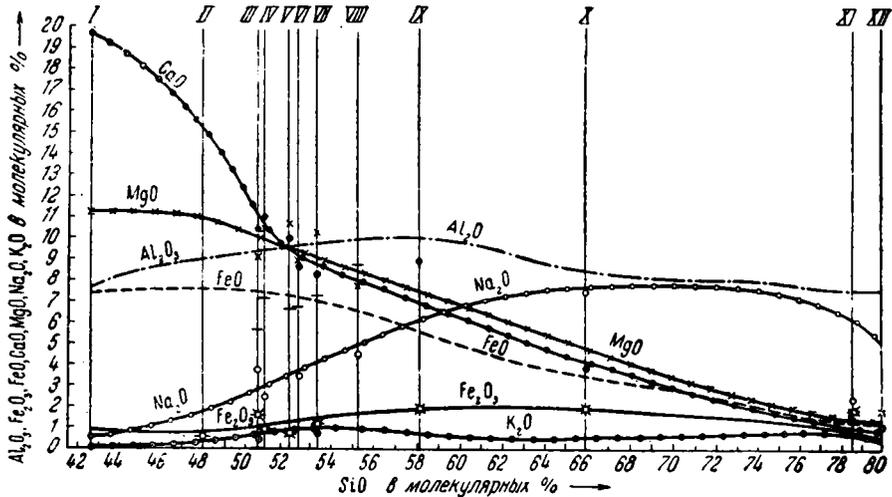
По классификации Ф. Ю. Левинсон-Лессинга наши породы также попадают в группу габбро. Все анализы сведены на прилагаемой вариационной диаграмме (фиг. 9), из которой ясно видна родственность всего комплекса пород.

В процессе образования габбро-амфиболитов можно выделить фазу динамометаморфизма, вызвавшую, повидимому, в габбро лишь появление кристаллобластической структуры. Следует подчеркнуть, что с этой фазой никак не связан процесс амфиболитизации габбро, а также дальнейшее изменение состава, как-то: разложение плагиоклаза, образование волокнистых разновидностей роговой обманки и т. д., так как все эти процессы проявлены с одинаковой интенсивностью как в габбро-амфиболитах,

так и в нормальных габбро. Не исключена возможность, что амфиболизация, имеющая такое широкое региональное распространение в пределах габбрового массива, предшествовала образованию кристаллобластической структуры габбро.

Так, А. Н. Заварицкий (1932) указывает, что «на Урале, где амфиболизация габбро весьма широко распространена, там этот процесс, вернее часть этого процесса, собственно амфиболизацию относят к магматической фазе».

Е. А. Кузнецова считает, что для всех пород, начиная от ультраосновных и кончая кислыми, во время их формирования, намечаются две резко выраженные фазы: 1) магматическая фаза кристаллизации, в тече-



Фиг. 9. Вариационная диаграмма для серии пород Тектурмасского змеевикового пояса.

I — габбро-амфиболит № 111/38; II — габбро-порфирит № 14/38; III — габбро-порфирит № 98/38; IV — жильное мелкокристаллическое габбро № 138/38; V — офитовое габбро № 114/38; VI — крупнокристаллическое габбро № 135/38; VII — крупнокристаллическое габбро № 916/К; VIII — габбро-амфиболит № 1115/37; IX — габбро-диабаз № 281/38; X — альбитизированный кварцево-роговообманковый диорит. № 174/38; XI — плагиогранит № 186/38; XII — плагиоаплит № 175/38.

ние которой выделялись главные и количественно наиболее важные компоненты, и 2) пневматомагматическая, во время которой шло образование амфибола, затем магнетита, биотита, апатита и титанита.

Несомненно, что уже после амфиболизации габбро и образования кристаллобластической структуры в габбро-амфиболитах, а также и в габбро, произошло дальнейшее изменение состава: альбитизация плагиоклаза, уралитизация и актинолитизация цветных компонентов, т. е. образование минералов, характерных для фации зеленых сланцев. Иногда этот процесс, как уже было указано выше, связан с зонами нарушений как для амфиболитов, так и для габбро.

### Плагиограниты, кварцевые диориты и плагиогранит-порфиры

Плагиограниты в пределах полосы развития основных пород слагают небольшие интрузивные тела, приуроченные к нижней части уртынджалского комплекса — к карамурунской свите.

Характерной чертой плагиогранитов является сильный их катаклаз, благодаря которому они часто с трудом отличимы от измененных эффузивов карамурунской свиты. В силу этих причин сильно усложняется картирование гранитных массивов; возможно, что площадь их в некоторых случаях несколько преуменьшена. Самый крупный массив находится в районе Кузeka, к северу от гор Тектурмас; в плане он имеет (что видно из геологической карты, см. фиг. 5) линзовидную форму. Этот массив вытянут согласно общему простиранию пород уртынджалского комплекса и достигает в длину 3 км при ширине около 0.7—1 км. К юго-западу в 1 км от него встречено еще два небольших выхода плагиогранитов. Менее крупная интрузия плагиогранитов находится в горах Сарытау, где она занимает площадь около 0.5—1 км<sup>2</sup>. В обоих случаях с плагиогранитами тесно связаны кварцевые роговообманковые диориты.

Плагиограниты представляют среднезернистые лейкократовые породы с ясно различимыми простым глазом призматическими выделениями амфибола на светлом фоне основной массы. Порода ясно катаклазирована. Вдоль трещин развиты вторичные минералы: эпидот, хлорит и кварц.

Под микроскопом они довольно крупнозернисты (1—2 мм) и состоят, главным образом, из плагиоклаза и кварца. Характерной их особенностью является полное отсутствие калиевого полевого шпата при наличии кислого плагиоклаза — альбита № 4—5 и большого количества кварца, до 20—30% объема пород. Второй особенностью служит широкое развитие микрографических сростаний плагиоклаза и кварца. Почти все выделения плагиоклаза в краевых частях, а иногда и целиком содержат то крупные, то мелкие вростки кварца. Иногда наблюдается радиально-лучистое строение, и вростки кварца расходятся веером вокруг идиоморфного кристалла альбита. Из вторичных продуктов по плагиоклазу развиваются эпидот, серицит и хлорит.

Цветной компонент в плагиогранитах представлен роговой обманкой, которая в большинстве случаев нацело замещена хлоритом и эпидотом, реже биотитом. Роговая обманка плеохроирует от светложелтого (Np) до желто-зеленого (Ng); угол угасания  $C : Ng = 19—20^\circ$ .

Хлорит представлен пеннином. Процесс хлоритизации амфибола всегда сопровождается выделением мелких неправильных зерен титанита, замещенных лейкоксеном.

Кроме хлорита, по роговой обманке развивается эпидот в крупных кристаллах или аллотриоморфных выделениях. Из группы аксессуарных минералов присутствуют циркон, рутил, титанит, апатит, рудный минерал.

Наиболее распространены титанит и рудный минерал. Последний представлен, повидимому, магнетитом или титаномагнетитом. Под микроскопом в плагиогранитах хорошо заметны явления катаклаза, появляются трещины раздробления, вдоль которых развиваются эпидот и хлорит. Более крупные трещины выполнены кварцем и кальцитом. В сильно раздробленных породах наблюдаются брекчиевидные агрегаты, состоящие из угловатых, довольно плотно прилегающих один к другому обломков минералов. Встречаются также «очковые» структуры с отдельными крупными обломками (порфиροкластами) породы среди раздробленных остроугольных зерен. Таким образом, описываемая группа гранитов подверглась, главным образом, механическим воздействиям.

В тесной связи с плагиогранитом находятся кварцевые диориты. Последние, несомненно, генетически связаны с плагиогранитами, о чем свидетельствует как приуроченность их к гранитным интрузиям, так и минералого-петрографический анализ.

Кварцевые диориты макроскопически отличаются от плагиогранитов большим содержанием цветных минералов. Под микроскопом они представляют крупнозернистые (1—2 мм) породы с гипидиоморфозернистой структурой и состоят из идиоморфных кристаллов плагиоклаза и роговой обманки, цементированных кварцем. Кварц содержится в породах в количестве 17—20%. Плагиоклаз представлен олигоклазом № 25—26, однако в большинстве случаев он нацело замещен альбитом № 4—6. Периферические части кристаллов плагиоклаза часто находятся в микропегматитовом прорастании с кварцем. Из вторичных продуктов по плагиоклазу развиваются агрегаты соскюрита. Цветной компонент кварцевых диоритов представлен той же разновидностью роговой обманки, что и в плагиогранитах. Роговая обманка образует крупные призматические выделения, часто встречаются двойники по (100).

Характер вторичных процессов по амфиболу тот же, что и в плагиогранитах. Следует указать только наличие актинолита, образующего игольчатые кристаллы. Из аксессуарных минералов для кварцевых диоритов характерно обильное развитие рудного минерала. Последний представлен, по видимому, титаномагнетитом. Крупные (0.5—1 мм) идиоморфные выделения титаномагнетита часто окружены узкой каймой титанита. Апатит присутствует в породах в мелких призматических кристаллах.

Среди плагиогранитов, а также кварцевых диоритов, реже среди вмещающих пород кармурунской свиты, встречается довольно мощные (2—5 м) жилы мелкокристаллических пород с крупными (2—4 мм) вкрапленниками плагиоклаза и амфибола. Встречаются также и более лейкократовые разности этих пород с порфировой структурой, в которых вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом. Эти породы могут быть отнесены к плагиогранит-порфирам. Их основная масса состоит из мелких лейст плагиоклаза, цементированных гранофиром и кварцем. Иногда гранофир образует радиально-лучистые сферолиты вокруг лейст плагиоклаза.

Последний представлен альбитом № 4—6. По альбиту часто развиваются эпидот в крупных неправильных зернах и хлорит в мелких чешуйках.

Роговая обманка большей частью нацело замещена вторичными продуктами: эпидотом, актинолитом и хлоритом.

В основной массе лейкократовых разностей в небольшом количестве содержится калиевый полевой шпат. Последний представлен ортоклазом, который обычно образует микрографические сростания с кварцем.

В аксессуарных количествах присутствуют апатит, титанит, рудный минерал и изредка циркон. Как видно из минералого-петрографического описания, меланократовые разности данной группы пород следует отнести к альбитизированным кварцевым диоритам, а лейкократовые разности ближе отвечают плагиогранитам, что подтверждается также и химическими анализами (см. табл. 7).

Вышеприведенные анализы подчеркивают аномальный характер вышеописанных пород: в них много в сумме щелочей, но калия очень мало, и довольно много окиси кальция. С точки зрения химизма эти породы могут быть лучше всего охарактеризованы как вторичные образования, получившиеся в результате альбитизации кварцевых диоритов и габбро.

Многие альбитовые граниты других районов характеризуются такими же особенностями, что и плагиограниты Тектурмасского пояса, т. е. широким распространением графических структур и низкотемпературных и гидротермальных темноцветных минералов; эпидота, хлорита и молочного кварца, а также явлениями катаклаза. В частности, к нашим породам

близки альбитовые граниты из Орегона вблизи Спарты, детально описанные James Gilluly (1933). В альбитовых гранитах Спарты широко развиты микрографические структуры прорастания альбита кварцем. Плагноклаз представлен исключительно альбитом, калиевый полевой шпат отсутствует. Цветной компонент содержится в небольшом количестве и представлен обыкновенной роговой обманкой или гастингситом. По

Таблица 7

**Химический состав плагногранитов и альбитизированных кварцевых диоритов**

Компоненты	Обр. № 186/38 плагногранит г. Кузек/.		Обр. № 175/38 плагноаплит г. Кузек/.		Обр. № 174/38 альбитизированный кварцевый диорит г. Кузек.	
	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.	вес. %	мол. колич.
SiO <sub>2</sub> . . . . .	74.08	1.235	76.31	1.271	62.63	1.043
TiO <sub>2</sub> . . . . .	0.27	0.004	0.17	0.002	0.78	0.010
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	13.23	0.129	12.96	0.127	13.23	0.129
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> . . . . .	2.46	0.016	0.72	0.005	4.68	0.029
FeO . . . . .	1.0	0.014	1.20	0.016	3.60	0.050
MnO . . . . .	0.03	0.0004	0.03	0.0004	0.05	0.0007
CaO . . . . .	1.73	0.030	0.75	0.013	3.21	0.057
MgO . . . . .	0.44	0.011	0.86	0.021	2.88	0.072
K <sub>2</sub> O . . . . .	0.71	0.007	0.06	0.001	0.76	0.008
Na <sub>2</sub> O . . . . .	5.67	0.092	6.49	0.105	7.12	0.115
SO <sub>3</sub> . . . . .	Следы	—	—	—	Следы	—
+ H <sub>2</sub> O . . . . .	0.56	0.031	0.46	0.025	1.00	0.056
- H <sub>2</sub> O . . . . .	0.03	0.002	0.07	0.004	0.03	0.002
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> . . . . .	0.09	0.001	—	—	0.14	0.001
Сумма . . . . .	100.3	—	100.08	—	100.11	—

**Пересчет анализов по А. Н. Заварицкому**

№№ образц.	a	c	b	s	n	f'	m'	c'	a'	n'	E	t	Q
186/33	13.0	2.0	3.7	81.3	92.9	80.7	19.3	—	—	—	56.1	0.32	+34.6
175/38	13.6	0.8	4.0	81.4	99.05	41.9	32.3	—	25.8	—	21.2	0.16	+35.0
174/38	15.9	0.4	15.4	68.1	93.5	48.3	30.3	21.4	—	—	24.4	0.95	+ 4.0

**Пересчет анализов по методу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга**

№№ обр.	$\overline{RO}$	R <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	α	R <sub>2</sub> O : RO	K <sub>2</sub> O : Na <sub>2</sub> O
186/38	1.1	1	8.5	4.2	1.8 : 1	1 : 13.1
175/38	1.2	1	9.8	4.7	2.2 : 1	1 : 105.0
174/38	1.9	1	6.2	2.5	1 : 1.5	1 : 14.4

даным J. Gilluly, альбитовые граниты находятся в тесных взаимоотношениях с габбро и с кварцевыми диоритами. Последние связаны с ними постепенными переходами. Все породы этой группы в той или иной степени катаклазированы. Учитывая геологические и минералого-петрографические

данные, J. Gilluly приходит к выводу об образовании альбитовых гранитов путем альбитизации и частичной силификации кварцевых диоритов, причем он считает, что изменение кварцевых диоритов происходило после их затвердевания, под влиянием постмагматических растворов, содержащих  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  и проникавших в них по брекчированным зонам. Минералогические изменения в кварцевых диоритах сказались в следующем: первичный плагиоклаз — андезин и подчиненный ортоклаз замещены альбитом, обыкновенная роговая обманка замещена гастингситом, и затем в породы было внесено большое количество  $\text{SiO}_2$ , за счет которого образовался кварц. Альбитовые граниты отличаются от кварцевых диоритов широким развитием мирмекитовых структур.

При сравнении плагиогранитов Тектурмасского пояса с альбитовыми гранитами Спарты отмечаются близость их минералого-петрографического состава и тесная генетическая связь как тех, так и других с кварцевыми диоритами. При полевых и при микроскопических исследованиях плагиогранитов из района сопки Кузек, а также массива Сарытау нам не удалось наблюдать постепенных переходов между плагиогранитами и кварцевыми диоритами. В кварцевых диоритах о составе первичного плагиоклаза можно было судить по его реликтам среди альбита. Что же касается зависимости между степенью катаклаза пород и их составом, то наиболее сильно катаклазированными всегда являются плагиограниты, а кварцевые диориты раздроблены менее интенсивно. В пределах нижней эффузивной свиты (карамурунской) уртынджалского комплекса альбитизация пользуется региональным распространением и первичные плагиоклазы и в диабазах, спилитах и в порфиритах всегда альбитизированы. В габбровых массивах альбитизация плагиоклаза наблюдается чаще всего в районе развития плагиогранитов.

Резюмируя все вышеизложенное, мы все же склоняемся к той точке зрения, что альбитизированные кварцевые диориты и плагиограниты представляют собой метаморфические породы. Последние образовались в результате альбитизации и силификации нормальных кварцевых диоритов и габбро под влиянием содержащих  $\text{SiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  растворов, проникавших вдоль катаклазированных зон.

Родственность плагиогранитов и альбитизированных кварцевых диоритов всему основному комплексу пород видна и из прилагаемой вариационной диаграммы (фиг. 9). Кривые всех окислов плавно следуют от основных членов этой группы к кислым и крайним членам, представленным плагиогранитом и плагиоаплитом. Интересно, что содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  в крайних кислых членах и в наиболее основных одинаково. Несколько повышенное содержание  $\text{Al}_2\text{O}_3$  наблюдается лишь в альбитизированном габбро-диабазе горы Кенеспая, анализ которого вообще несколько отличается от кривых вариационной диаграммы. Содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  резко возрастает с увеличением кислотности пород, и, наоборот, резко уменьшается содержание  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$  и  $\text{FeO}$ .

#### Заключение

На основании изложенных фактических материалов магматическая история описанного изверженного комплекса основных пород представляется в следующем виде:

1) Процесс формирования ультраосновных и основных массивов гор Тектурмас начался внедрением перидотитовой магмы; к моменту внедрения габбровой магмы перидотиты уже остыли, о чем свидетельствует развитие большого количества мелких штокообразных тел габбро, габбро-

порфиритов и даек габбро-диабазов, интрузирующих периферические части выходов перидотитов.

2) Габбровые внедрения, в зависимости от объема инъецированной магмы и также в силу различных условий застывания, в отдельных случаях приобрели ряд специфических признаков, свидетельствующих о гипабиссальном характере этих габбро-диабазовых разностей.

3) Результатами более поздних процессов является внедрение жильных габбро-диабазов, пересекающих как массивы габбро, так и перидотитов, а также метасоматическое замещение габбро-диабазов гранатом.



Фиг. 10. Микрографическое прорастание альбита кварцем в плагиограните. Николи  $\times$ . Ув. 47 раз.

Одновременно с этим процессом в перидотитах, повидимому, шло образование тремолита и граната.

4) Одним из процессов, связанных с деятельностью данного магматического очага, является процесс серпентинизации перидотитовых массивов. Постмагматический характер этого процесса подчеркивается региональным и равномерным развитием серпентинизации.

5) При формировании массивов гипербазитов значительную роль играли динамометаморфические процессы, вызвавшие образование габбро-амфиболитов, габбровых и змеевиковых сланцев. Наиболее интенсивно динамометаморфизм отразился на змеевиках, которые наиболее легко поддавались раздавливанию с образованием многочисленных поверхностей скольжения. Вероятно, близлежащие участки выходов габбро, а также небольшие их тела среди змеевиков также были захвачены этими механическими деформациями и превращены в габбро-амфиболиты, в то время как в других пунктах динамоморфизм габбро выразился лишь в развитии в них сланцеватых текстур. Таким образом может быть объяснено образование габбро-амфиболитов вдоль границ интрузий габбро со змеевиками.

6) Возраст интрузивного комплекса устанавливается как нижнесилурийский, так как, с одной стороны, эти породы интродуцируют и нижнюю и верхнюю свиты уртынджалского комплекса ( $S_1$ ), с другой, — габбро и габбро-диабазов встречены в верхнесилурийских конгломератах к западу от гор Сарытау.

7) По времени образования кварцевые диориты и плагiogраниты несомненно являются самыми молодыми магматическими образованиями интрузивного комплекса, так как они интродуцируют габбро и перидотиты в форме штоков и жил. Плагiogраниты и альбитизированные кварцевые диориты являются, вероятно, метаморфическими породами, образовавшимися за счет кварцевых диоритов и частично габбро путем их альбитизации и силификации растворами, проникавшими вдоль брекчированных зон.

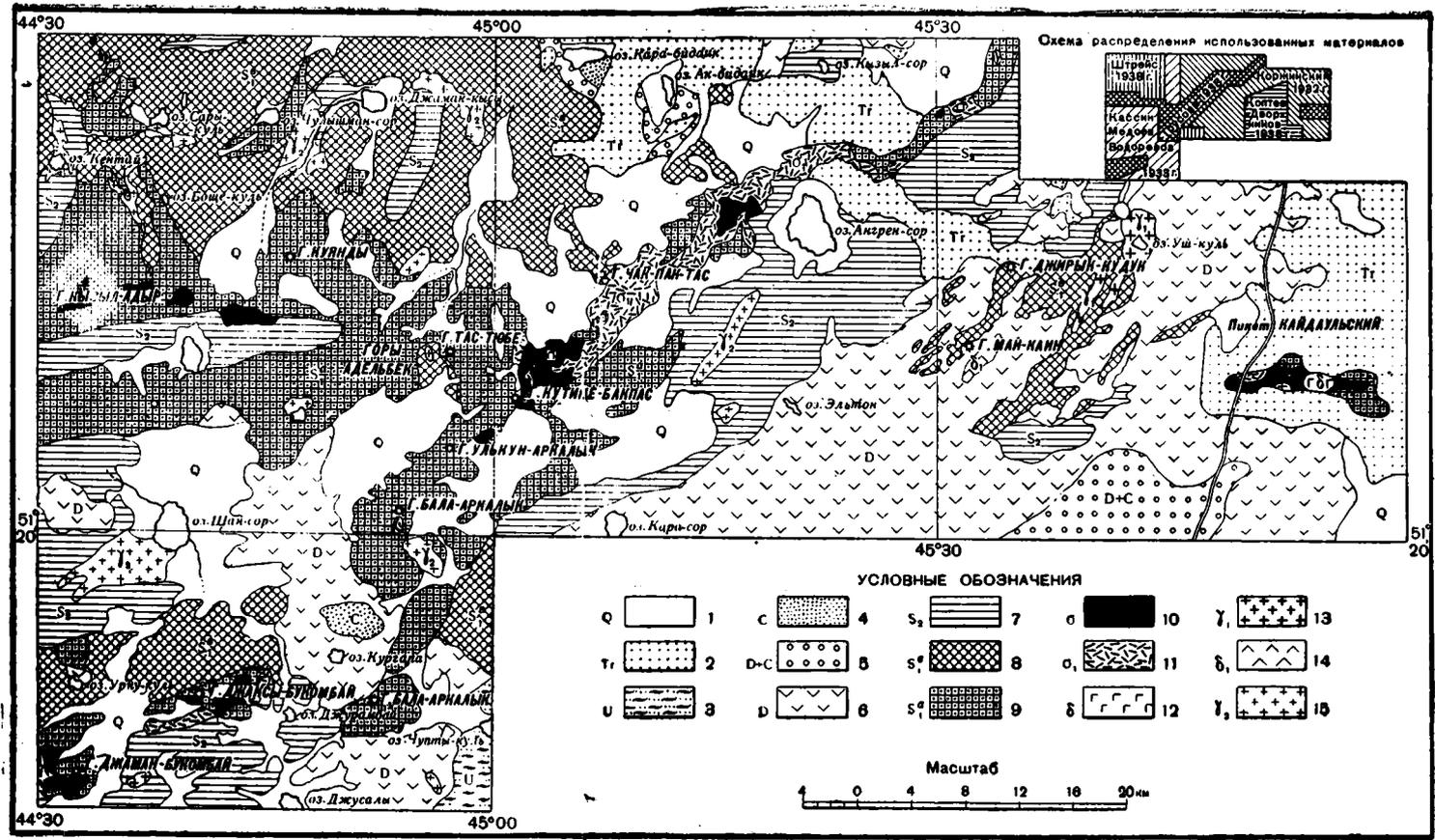
8) Формы залегания интрузивных тел в Тектурмасском поясе не совсем ясны, но, по видимому, габбро-перидотитовые интрузии первоначально представляли ряд пластовых тел, а, может быть, и одну крупную пластовую залежь типа плаколита (Steinmann, 1926), внедрившуюся в наиболее тектонически слабую зону на границе нижней эффузивной и верхней яшмо-кварцевитовой свиты уртынджалского комплекса. Позже габбро-перидотитовые тела вместе с породами уртынджалского комплекса были смяты в сложные веерообразные складки. О том, что эта антиклинальная зона, сложенная породами уртынджалского комплекса, испытала интенсивные тектонические движения уже после внедрения габбро-перидотитовых интрузий, свидетельствует также и опрокинутое залегание осадочных пород верхнего силура, местами стоящих «на головах».

Поэтому тот факт, что габбровые разности залегают местами среди змеевиковых массивов в виде отдельных гряд, как бы образуя кровлю ультрабазитов, никак не противоречит тому основному выводу, что перидотиты внедрились ранее, чем габбро. При сложной складчатости, которую испытывали габбро-перидотитовые тела вместе с вмещающими породами уртынджалского комплекса, нет ничего удивительного, что местами пластовые залежи габбро-перидотитов запрокинуты и эрозия вскрывает как раз обратные соотношения.

## 2. Экибастузско-Чидертинский змеевиковый пояс

Экибастузско-Чидертинский змеевиковый пояс начинается в районе золотого рудника Майкаин, несколько северо-восточнее озера Ангренсора, и продолжается на юго-запад через сопки Кутинебакпас до гор Аркалык и далее до гор Джаксы-и Джаман-букомбай (см. геологическую карту, фиг. 11). Общая протяженность исследованной части пояса — около 100 км при максимальной ширине 6—8 км. Этот пояс продолжается, по видимому, и далее на запад, так как, по данным Н. Г. Кассина (1931<sub>3</sub>), в Баянаульском районе в горах Толпак и Караул-чеку имеются выходы основных и ультраосновных пород, приуроченных к яшмо-кварцевитовому комплексу нижнего силура. В восточной части Экибастузско-Чидертинского пояса, в 8 км на восток от Майкаина, около пикета Кайдаульского имеется небольшой массив основных пород длиной 9 км при ширине 1 км.

Первые сведения об ультраосновных и основных интрузиях Экибастузско-Чидертинского района мы имеем в работах Д. С. Коржинского (1932) и Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933). Д. С. Коржинский (1932) в Экибастузском районе выделяет два массива: Кай-



Фиг. 11. Схематическая геологическая карта основных и ультраосновных интрузий Среднечирдинского и Экибастузского районов.

1 — четвертичные отложения; 2 — третичные отложения; 3 — юрские отложения; 4 — каменноугольные морские и угленосные отложения; 5 — девонско-карбовые морские отложения; 6 — девонские отложения; 7 — верхнесилурийские отложения; 8 — нижнесилурийские отложения; комплекс вулканогенных пород; 9 — нижнесилурийские отложения: уртанджальский комплекс; 10 — каледонские интрузии: змеевини; 11 — каледонские интрузии: силифицированные змеевини; 12 — каледонские интрузии: габбро и габбро-амфиболиты; 13 — каледонские интрузии: плагииграниты и плагиигранит-порфиры; 14 — герцинские интрузии: габбро и габбро-диабазы; 15 — то же: граниты, гранит-порфиры и диориты.

даульский к востоку от Майкаина и Кутинебакпасский. Под этим вторым массивом автор понимает всю полосу, сложенную породами уртынджалского комплекса и силифицированными змеевиками, проходящую северовосточнее озера Ангренсора. На карте этот массив показан Д. С. Коржинским как массив, главным образом, окварцованных змеевиков, и выделены лишь площади их неизменных разностей. В тексте имеются указания на то, что в пределах этого массива встречены также яшмы и кварциты, принадлежащие несомненно к осадочному комплексу. Кроме краткой геологической характеристики массивов Д. С. Коржинский приводит минералого-петрографическое описание всех интрузивных и метаморфических пород габбро-перидотитовой формации. Что касается формы интрузивных тел, то Д. С. Коржинский стоит на точке зрения, что в пределах Кутине-Бакпасского массива мы имеем согласную интрузию, внедряющуюся в силурийскую толщу, которую по размерам и форме следует отнести к промежуточному типу между лакколитом и силлом. Интрузия же Кайдаульского массива, по мнению Д. С. Коржинского, вероятно является лакколитом. Останавливаясь на причинах метаморфизма пород габбро-перидотитовой формации, Д. С. Коржинский приходит к выводу, что метаморфизм связан с постмагматическими процессами самой перидотитовой интрузии или же с ее более глубоко лежащими корнями.

По западной части описываемого района первые сведения об ультраосновных и основных интрузиях имеются в работе Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933). Авторы не останавливаются на описании отдельных массивов пироксенито-перидотитовых интрузий, ими дается лишь сводное описание всех нижнепалеозойских интрузий с приведением краткой минералого-петрографической характеристики пород этого ультраосновного комплекса. Пироксенито-перидотитовые интрузии района гор Аркалык и Джаман-и Джаксы-букомбай представляют, по мнению Г. И. Водорезова и других авторов, огромные дайки северовосточного простирания, окруженные всегда широкой каймой вторичных кварцитов. В группу вторичных кварцитов, как выяснилось из работ Н. А. Штрейса и И. Ф. Трусовой, указанные выше авторы относят яшмы и кварциты уртынджалского комплекса ( $S_1^a$ ), слагающие как горы Аркалык, так и горы Джаман-и Джаксы-букомбай и горы Кызыл-адыр. Рассматривая яшмо-кварциты гор Джаксы-и Джаман-букомбай как вторичные кварциты, Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин и Г. Ц. Медоев считают, что пироксенито-перидотитовые интрузии на этом участке приурочены к границе двух формаций: нижнесилурийской порфировой и верхнесилурийской песчано-сланцевой. Таким образом, по их мнению, межформационные пути были наиболее благоприятны для проникновения по ним основной магмы. Отсюда возраст всего пироксенито-перидотитового комплекса датируется не моложе верхнесилурийского.

Что касается образования вторичных кварцитов, то Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин и Г. Ц. Медоев считают, что озмеевикование пироксенито-перидотитовых массивов сопровождалось выносом в боковые породы значительных количеств  $SiO_2$ , за счет чего и образовались «вторичные кварциты». Здесь же указывается, что сами змеевики тоже часто подвергаются окремнению.

После цитированных двух работ никаких новых данных по геологии и петрографии ультраосновных и основных интрузий Экибастузского и Чидертинского районов в литературе не появлялось. Летом 1938 г., кроме исследований автора в полосе уртынджалского комплекса, к которой приурочены габбро-перидотитовые интрузии, в районе Майкаина производилась детальная геологическая съемка масштаба 1 : 50 000 от-

рядом центральной Казахстанской экспедиции под руководством В. С. Коптева-Дворникова. Тем же летом западная часть описываемого района, к югу от гор Кызыл-адыр, была закартирована Н. А. Штрейсом. Прилагаемая геологическая карта (фиг. 11) составлена по материалам В. С. Коптева-Дворникова, Н. А. Штрейса и автора, а там, где дополнительных работ не проводилось, использованы литературные материалы Д. С. Коржинского и Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева с введением некоторых новых данных автора. Геологическое строение района с приведением детальных разрезов нижнего палеозоя освещено в статье Н. А. Штрейса (1940), почему мы дадим лишь самое краткое описание его геологии и структуры для того, чтобы было ясно геологическое положение ультраосновных и основных интрузий.

### Схема орографии района

На территории Чидертинского и Экибастузского районов мы наблюдаем постепенные переходы горных и холмистых участков к мелкосопочнику, а в северо-восточной части — к равнинным областям. В юго-западной части района проходит полоса скалистых гряд, сложенная яшмами и кварцитами уртынджалского комплекса. Полоса эта тянется через весь район с северо-востока на юго-запад и достигает в ширину 6—8 км. Наибольшие высоты — сопка Куutine-бакпас (381 м), горы Бала-аркалык (173 м); горы Букомбай образуют гряды с причудливыми зубчатыми очертаниями, крутыми обрывистыми склонами и мощными осыпями. К пониженным частям рельефа между кварцитовыми грядами, к мелкосопочнику приурочены выходы основных пород. К северу от этой полосы в районе гор Тас-тюбе отходит еще одна ветвь кварцитовых гряд с крупными вершинами в горах Каинды и Кызыл-адыр. К северу и югу от вышеописанных полос господствует довольно пологий рельеф мелкосопочника. Мелкосопочник Чидертино-Экибастузского района обладает некоторыми характерными чертами: холмы и гряды ниже чем обычно, долины шире, часто встречаются озера, и только отдельные кварцитовые сопки резко поднимаются над равнинными пространствами. В восточной части района местность еще более равнинная. Здесь в пределах поля развития третичных отложений мы имеем почти в полном смысле равнину.

Гидрографическая сеть развита слабо. С запада район ограничен бассейном р. Чидерты, по южной границе за пределами прилагаемой карты протекает в широтном направлении р. Ащи-су. Кроме этих двух рек, имеются более мелкие, являющиеся их притоками, или, что наблюдается чаще, эти речки впадают в озера. Некоторые из этих ручьев в верховьях начинаются родниками с хорошей пресной водой. Наибольшим из них является ручей Каттын-карасу, впадающий с юго-запада в оз. Ангренсор. В описанном районе имеется большое количество озер. Все они соленые и большинство из них пересохло. В настоящий момент они представляют солонцы.

### Краткий геологический очерк

В строении описываемого района принимают участие разнообразные по составу и возрасту свиты палеозоя, среди которых выделяются следующие комплексы: мощный комплекс осадочных и эффузивных пород нижнего силура; осадочный комплекс верхнего силура; комплекс эффузивных и осадочных образований нижнего и среднего девона и комплекс осадочных пород верхнего девона и карбона.

Разрез нижнего палеозоя, составленный Н. А. Штрейсом (1940), характеризуется следующим образом:

1. Самая древняя свита представлена в нижней части туфогенными песчаниками, зеленоватыми и красновато-серыми песчаниками и красновато-серыми туфами и порфиритами. В верхней ее части преобладают туфы с подчиненными прослоями альбитофиров и красных и черных яшм. Видимая мощность свиты около 500 м.

2. Выше залегает горизонт известняков с фауной брахиопод, трилобитов и гастропод лландейльского яруса. Мощность известнякового горизонта 80—100 м.

3. На известняки без признаков перерыва ложится мощная свита осадочных и эффузивных пород, нижняя часть которой сложена зеленовато-серыми туфами и туфогенными песчаниками, чередующимися с покровам альбитофиров. В подчиненном количестве встречаются прослои красных яшм и кварцевых порфиритов. В строении верхней части принимающее участие исключительно яшмы, чаще светлые, белые или голубоватые, реже темнокрасные. Мощность свиты не менее 1 500 м, причем более мощной является ее верхняя часть. Выше яшм резко трансгрессивно и несогласно залегает вулканогенная толща, представленная плагиоклазовыми, роговообманковыми и пироксеновыми порфиритами с пачками туфов и туфогенных песчаников. Мощность толщи непостоянна, от 1000 до 2500 м.

4. Толща вулканогенных пород сменяется терригенными и пирокластическими образованиями, среди которых преобладают полимиктовые песчаники и туфогенные песчаники с пачками конгломератов и кремнистых сланцев. Мощность свиты — 800 м.

5. Выше следует горизонт известняков с обильной фауной гастропод, брахиопод и трилобитов карадокского яруса (лептенные слои).

6. На известняках лежит толща темнозеленых граувакк, переслаивающихся с конгломератами. В нижней части им подчинены покровы пироксено-роговообманковых и пироксено-плагиоклазовых порфиритов. Мощность толщи 700 м.

7. Венчающая разрез нижнепалеозойских пород свита осадочных образований располагается резко трансгрессивно и несогласно на подстилающих ее более древних отложениях. Она представлена зеленовато-серыми песчаниками, переслаивающимися с конгломератами и замещающимися ими по простиранию. В состав галек конгломератов входят породы из всех толщ разреза, причем в каждом случае преобладают гальки пород той толщи, на которой данная свита залегает. В основании песчано-конгломератовой свиты иногда прослеживаются линзы и прослои мергелистых известняков с фауной кораллов, строматопор и брахиопод уинлоксского яруса верхнего силура.

В приведенном разрезе, по мнению Н. А. Штрейса, выделяются три комплекса образований, отделенных друг от друга перерывами и несогласиями. Нижний, охватывающий три первых свиты приведенного разреза, отвечает лландейльскому ярусу нижнего силура ( $S_1^a$ ). Породы этого комплекса хорошо сопоставляются с образованиями уртынджалского бассейна, широко развитыми вдоль южной окраины Карагандинского бассейна. В пределах описываемого района этими отложениями сложена полоса высоких гряд, протягивающихся от оз. Ангрэнсора, через сопки Кутине-бакпас, до гор Аркалык и далее на запад, до гор Джаксы-и Джаман-букомбай. Вторая ветвь этого пояса ответвляется в районе гор Тастубе и проходит севернее в область гор Куянды и Кызыл-адыр.

Из вышеизложенного следует, что этот комплекс, — будем называть его уртынджалским, — делится по литологическому составу на две

части: нижнюю эффузивно-осадочную и верхнюю яшмо-кварцитовую. Эта последняя особенно широко распространена в пределах изученной нами области. К грядам, сложенным породами уртынджалского комплекса, и приурочены интрузии ультраосновных и основных пород.

Второй комплекс, выделенный Н. А. Штрейсом, охватывает вулканогенную толщу, переходящую выше в терригенные и пирокластические породы. В самом верху этого комплекса залегает горизонт известняков с фауной карадокских слоев. Этот комплекс пользуется широким развитием в северо-западной части Экибастузского района и им сложены высокие гряды мелкосопочника близ Майкаинского рудника.

Наконец, третий, верхнесилурийский комплекс, представлен нижней граувакковой толщей и верхней, сложенной зеленовато-серыми песчаниками и конгломератами; он залегает с резким несогласием на породах уртынджалского комплекса. Среди гальки конгломератов в большом количестве встречаются породы уртынджалского комплекса. Верхнесилурийский осадочный комплекс слагает большие площади к югу от оз. Ангренсора. Равным образом мощная полоса его пород протягивается на запад от оз. Шансора. В пределах остальной части района верхнесилурийские отложения слагают лишь небольшие мульды.

Что касается верхнепалеозойских отложений, то ими сложены, по данным Д. С. Коржинского (1932<sub>2</sub>), весьма значительные площади к югу и востоку от Майкаина. Наиболее широким распространением пользуются девонские эффузивы, представленные в низах основными зеленоцветными лавами, главным образом диабазами, а в верхах альбитофирами и кварцевыми порфирами. Этот эффузивный комплекс вверх по разрезу сменяется песчанообломочной толщей верхнего девона. В юго-западной части района, по данным Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933), девоно-карбонными морскими отложениями сложена крупная мульда к северу от оз. Кургапа. Более молодые осадочные отложения карбона и юры выполняют небольшие мульды. Каменноугольные морские и угленосные осадки известны в Экибастузской мульде. Юрские отложения известны лишь в одной точке района к югу от оз. Чупты-куль.

Интрузивные породы пользуются широким распространением в районе. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии, как мы указывали выше, приурочены к гористой гряде, сложенной породами уртынджалского комплекса. В районе Майкаина В. С. Коптева-Дворников<sup>1</sup> относит к нижнепалеозойским интрузиям также серию мощных даек плагиогранит-порфиров и плагиогранитов, расположенных в районе оз. Уш-куль.

Верхнепалеозойские интрузии представлены преимущественно гранит-порфирами и красными сиенит-порфирами. Небольшие массивы сиенит-порфиров известны в западной части района около оз. Шансора и южнее гор Бала-аркалык. Близ оз. Чулышмана кроме гранитной интрузии имеется небольшой массив габбро и диоритов, представляющих, по видимому, дифференциаты кислой магмы. К верхнепалеозойским интрузиям В. С. Коптевым-Дворниковым относится также Майкаинский массив габбро-диабазов. Помимо вышперечисленных, наиболее крупных интрузивных тел, в районе имеется серия и штоков и жил гранит-порфиров, сиенит-порфиров, монзонит-порфиров и диорит-порфиров, связанных в основном с верхнепалеозойским интрузивным циклом.

Структура описываемого района представляется в следующем виде: в центральной части района проходит крупная антиклинальная складка

<sup>1</sup> Устное сообщение В. С. Коптева-Дворникова.

северо-восточного простираения. В западной части, в районе гор Тас-тубе, от этой антиклинальной зоны отходит ветвь, имеющая широтное простираение. В своде этого крупного антиклинального поднятия выходят породы нижнесилурийского возраста (уртынджалский комплекс). Описываемые в работе ультраосновные и основные интрузии приурочены к сводовой части этой антиклинальной зоны, получившей название Экибастузско-Чидертинского змеевикового пояса. В пределах антиклинали нижнесилурийские породы, повидимому, смяты в очень сложные складки второго порядка. Не исключена возможность, что и основные и ультраосновные интрузии участвуют в этой складчатости. Северная ветвь этого антиклинального поднятия обладает пологими крыльями; основное антиклинальное поднятие имеет крутые склоны и резко обрамляется как на севере, так и на юге глубокими мульдами (Экибастузской мульдой на севере и крупной мульдой с каменноугольными отложениями на юге в районе оз. Кургап).

Между двумя главными ветвями расположена мульда, выполненная девонскими отложениями. Южный склон северной ветви поднятия осложнен небольшой мульдой, выполненной верхнесилурийскими осадками. Распределение ультраосновных интрузий в плане хорошо подчеркивает положение сводовой части структуры. Кроме вышеописанной виргации к востоку от Майкаина имеется еще одна небольшая антиклинальная складка, сложенная породами уртынджалского комплекса. И здесь мы опять имеем выходы основных и ультраосновных пород. Таким образом, в пределах всего описываемого района резко подчеркивается региональная приуроченность габбро-перидотитовых интрузий к сводовым частям древних антиклинальных поднятий, сложенных породами уртынджалского комплекса.

Комплекс основных и ультраосновных пород в пределах Экибастузско-Чидертинского пояса представлен, главным образом, змеевиками, происшедшими за счет перидотитов и пироксенитов, затем габбро, габбро-амфиболитами и габбро-диабазами. Змеевики пользуются широким развитием в пределах всего пояса. Ими сложены крупные массивы в районе оз. Ангренсора и сопки Кутине-бакпас, а также в юго-восточной части этого змеевикового пояса в горах Джаксы-и Джаман-букомбай. Меньших размеров змеевиковые массивы известны в северном ответвлении этого пояса, в горах Кызыл-адыр.

Змеевики образуют тела линзовидной формы, вытянутые согласно общему простираению пород уртынджалского комплекса. Наиболее хорошо вскрытое эрозией большое тело, в районе сопки Кутине-бакпас, достигает в длину 30 км при ширине 3—4 км. В том случае, когда имеются мелкие линзовидные тела, что наблюдается в горах Кызыл-адыр, не исключена возможность, что они представляют собой части одной дислоцированной интрузии.

В сопках Кутине-бакпас и в горах Джаман-и Джаксы-букомбай змеевиковые массивы силифицированы, превращены в пористые, ноздреватые породы с ячеистой структурой, часто ожелезненные, бурого цвета. К силифицированным змеевикам приурочены линзовидные скопления магнетита, впервые описанные Д. С. Коржинским.

Выходы габбро были встречены лишь в форме мелких штоков и жил среди змеевиковых массивов. И только в Кайдаульском массиве они пользуются сравнительно широким развитием. Представлены они преимущественно габбро-амфиболитами и габбро-диабазами и заполняют площадь 8—9 км<sup>2</sup>. Второй небольшой выход габбро-амфиболитов известен в западной части района в горах Джаман-букомбай. Габбро-диабазы,

которые широко развиты в восточной части Кайдаульского массива, слагают среди змеевиков жилообразные тела, быстро выклинивающиеся по простиранию. Мощность этих тел 1—2 м. Габбро-диабазы часто гранатизированы и превращены в гранатовые породы. Габбро, габбро-порфиры и габбро-диориты встречаются в виде отдельных выходов среди поля габбро-амфиболитов Кайдаульского массива, а также в горах Джаман-букомбай. Кроме того, мелкие, а иногда и жилообразные тела габбро встречаются среди змеевиков к западу от озера Ангрэнсора и к востоку от сопки Кутине-бакпас, а также и в восточной части гор Улькун-аркалык и в горах Джаксы-и Джаман-букомбай. Кроме жил основного состава змеевиковые массивы прорезаны многочисленными жилами диорит-порфиритов и плагиоаплитов. Плагиоаплиты были встречены исключительно в пределах Кутинебакпасского массива, в то время как диорит-порфиры имеют более широкое региональное распространение. Характерной особенностью этих жильных тел является их линзовидная форма. При мощности в 5—10 м они выклиниваются по простиранию на расстояние 10—25 м. В рельефе жилы отображены короткими грядами. Местами количество жил диорит-порфиритов очень велико, и создается ложное впечатление, что они являются преобладающей породой. Такая картина наблюдается к востоку от сопки Кутине-бакпас, где змеевики обнажены лишь на склонах сопок, вершины которых венчаются выходами диорит-порфиритов. Плагиограниты в пределах Экибастузско-Чидертинского змеевикового пояса встречены лишь к северо-востоку от оз. Ангрэнсора в форме двух мелких штокообразных тел. Эти интрузии настолько мелки, что не могли быть выражены в масштабе карты.

#### Петрографический очерк

#### З мее в и к и

Змеевики представлены темнозелеными или буровато-коричневыми плотными массивными разностями порфиroidного сложения, с крупными (4—6 мм) листоватыми выделениями шелковистого бастита. Под микроскопом текстура змеевиков петельчатая. В качестве порфиroidных выделений встречаются пластинки бастита, очевидно в гомоосевых псевдоморфозах по ромбическому пироксену. Никаких реликтов первичных минералов в породах не сохранилось. По развитию петельчатой текстуры вероятнее всего, что преобладающая масса серпентина развилась по оливину. Во всех образцах змеевиков присутствует магнетит, образующий тонкие выделения вдоль осевых частей хризотилевых шнуров. В небольшом количестве встречаются маломощные (0.1—0.2 мм) прожилки поперечноволокнистого хризотил-асбеста. Они обычно ветвятся, взаимно пересекаются, причем иногда наблюдаются смещения прожилков по системе трещин, выполненных также хризотил-асбестом (фиг. 12). В сланцеватых змеевиках встречаются более мощные, до 0.5—1 мм, прожилки асбеста. По гофрировке прожилков хорошо видна плейчатость породы.

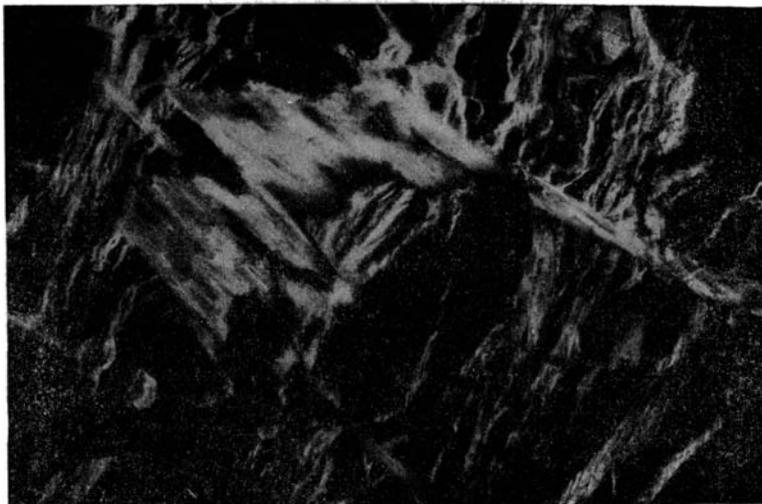
В большом количестве в змеевиках встречается хромшпинелид в крупных (1—2.5 мм) ксеноморфных зернах. Анализы змеевиков на хром дали 0.30—0.32%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ .

Большая часть змеевиков Экибастузско-Чидертинского пояса, очевидно, образовалась за счет перидотитов. Но, несомненно, что в западной части пояса, в районе гор Кызыл-адыр и Джаксы-и Джаман-букомбай, среди перидотитовых массивов имелись небольшие тела пироксенитов, о чем свидетельствуют встреченные здесь выходы этих пород.

Пироксениты представляют темнозеленые плотные массивные породы, состоящие исключительно из крупных выделений диаллага, обладающего хорошей отдельностью по (100) и содержащего включения рудного минерала. Оптические константы минерала следующие:

$$\begin{array}{l} 1) 2V = +61 - 62^\circ; \quad N_g - N_p = 0.023; \quad C : N_g = 38^\circ; \\ 2) 2V = +56^\circ; \quad N_g - N_p = 0.024; \quad C : N_g = 42^\circ. \end{array}$$

Из вторичных минералов по пироксену развиваются серпентин и хлорит. Серпентинизация начинается вдоль извилистых трещин, секущих зерна пироксена, и постепенно захватывает их целиком. Серпентин, образовавшийся по пироксенитам, характеризуется конвертообразной структурой.



Фиг. 12. Прожилки хризотил-асбеста в змеевике. Никколи  $\times$ . Ув. 20 раз.

Таким образом уже по структурам змеевиков можно судить о характере исходных пород. Кроме антигорита в пироксенитах в довольно большом количестве появляется хлорит.

Среди змеевиков к западу от оз. Ангрэнсора встречены выходы хлоритовых пород, происхождение которых после установления наличия пироксенитов среди ультраосновных пород становится более ясным. Вероятнее всего, что хлоритовые породы образовались за счет пироксенитов. Хлоритовые породы состоят из мелких розеток хлорита, среди которого встречаются мелкие зернышки титанита и эпидота и игольчатые кристаллы рутила, окруженные плеохроичными ореолами. Местами в породе присутствуют титанит и апатит в более крупных кристаллах, а также встречаются идиоморфные выделения магнетита или титаномagnetита.

Из вторичных минералов, образовавшихся в змеевиках после их формирования, известны тальк, хлорит, карбонат и различные модификации кремнекислоты.

Процессы силификации змеевиков пользуются широким развитием. Как видно из геологической карты, силифицированные змеевики слабают большие площади, чем сами змеевики. Полоса силифицированных

змеевиков тянется от оз. Ангренсора через сопку Чак-пак-тас до сопки Куutine-бакпас. Макроскопически силифицированные породы представляются пористыми, воздреватыми или пещеристыми и имеют, благодаря ожелезнению, буро-желтую окраску. В них часто наблюдаются натёчные формы опала и халцедона, выполняющие прожилки и жеоды.

Под микроскопом породы состоят из кварца, опала и халцедона. Массивные разности обладают роговиковой структурой и состоят преимущественно из кварца. Реликтовая и сетчатая структура змеевиков видна лишь по распределению шнуров магнетита или же окислов железа, которые развились вторично за счет магнетита (фиг. 13). Ячеистые раз-



Фиг. 13. Реликтовая сетчатая структура змеевика в силифицированном змеевике. При одном никеле. Ув. 20 раз.

ности состоят, главным образом, из опала и халцедона (фиг. 14, 15). В начальной стадии силификации в змеевиках наблюдается помутнение и побурение отдельных пластинок антигорита и замещение бастита вдоль спайности сферолитами халцедона. Кроме того, появляются также прожилки опала, развивающиеся преимущественно вдоль шнуров хризотила. Более мощные прожилки выполнены обычно опалом и халцедоном. Халцедон часто образует жеоды, обрастая стенки радиально-лучистыми сферолитами, а опал или кварц заполняют самые пустоты (фиг. 15).

Из реликтовых минералов в силифицированных змеевиках чаще всего встречается хромшпинелид, реже магнетит. Из вторичных минералов встречаются листочки и чешуйки мусковита, серицита, хлорита и карбоната. В плотных массивных породах карбонат часто выполняет сеть тончайших прожилков, вдоль которых распределены бурые окислы железа.

К силифицированным змеевикам приурочены линзовидные выделения магнетита, пользующиеся широким распространением в пределах всего змеевикового пояса. Известно два более крупных месторождения

магнезита. Одно расположено к востоку от сопки Кутине-бакпас и описано Д. С. Коржинским (1932), другое, менее крупных размеров, известно на Джаман-букомбае и описано Г. И. Водорезовым, Н. Г. Кассиным и Г. Ц. Медоевым (1933). В обоих случаях мы имеем серию довольно маломощных (1.5—3 м) линз магнезита, быстро выклинивающихся по простиранию.

Среди глыб магнезита часто встречаются линзовидные включения неизмененных змеевиков; получается своеобразная очковая структура, и здесь же рядом в змеевике можно наблюдать начальную стадию замещения его магнезитом в виде отдельных округлых включений. Следует указать,



Фиг. 14. Распределение окислов железа вдоль первичных магнетитовых шнуров в силифицированном змеевике. При одном никеле. Ув. 20 раз.

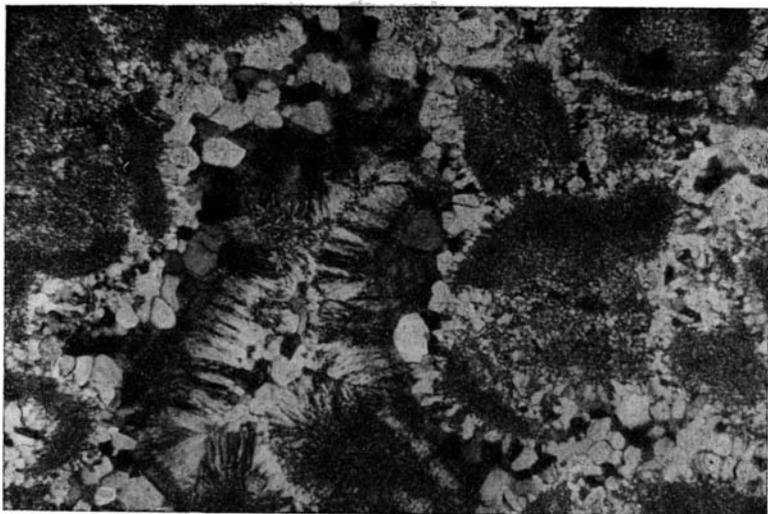
что явления силификации в пределах этих магнезитизированных участков проявлены довольно слабо, что подтверждается как химическими анализами магнезита, так и микроскопическими исследованиями. В большинстве случаев мы имеем чистые белые карбонатные породы с отдельными зажатými участками раздавленных змеевиков. Замещение пород магнезитом начинается вдоль хризотилловых шнуров. Различные модификации кремнекислоты встречаются редко и в большинстве случаев в форме прожилков и линзовидных образований.

#### Габбро, габбро-порфиры и габбро-диориты

По внешнему виду габбро и габбро-диориты представляют массивные зеленовато-серые, крупно- (2—4 мм) или среднезернистые (1—2 мм) породы. Габбро-порфиры обладают порфировой структурой. Вкрапленники в них представлены пироксеном и плагиоклазом, по величине они достигают 1—3 мм. В некоторых случаях, например около сопки Кутине-бакпас, габбро рассечены тонкими (1—2 мм) прожилками белого пренита.

Все эти породы сильно изменены, и поэтому исходные типы габброидов устанавливаются лишь по реликтовым структурам. Для всех пород характерно замещение первичного цветного компонента волокнистым амфиболом. Первичный плагиоклаз подвергается альбитизации, сосюритизации, а местами пренитизации.

Плагиоклаз в большинстве случаев альбитизирован или нацело замещен другими вторичными продуктами. В некоторых выходах по распределению вторичных продуктов можно говорить о зональном строении первичного полевого шпата. Иногда периферические части плагиоклаза свободны от вторичных минералов и по составу отвечают основному андезину № 46 или лабрадору № 50 (см. табл. 8). Из вторичных процессов



Фиг. 15. Жеоды, выполненные халцедоном в силифицированном змеевике. Николих. Ув. 45 раз.

по плагиоклазу наиболее широко развиты пренитизация и сосюритизация. Оптические константы пренита следующие:  $2V = +68^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.027$ . Реже плагиоклаз подвергается замещению мусковитом и серицитом. В габбро-порфиритах часто наблюдается замещение вкрапленников плагиоклаза актинолитом. Среди вторичных продуктов по плагиоклазу встречаются также хлорит, эпидот и клиноцоизит.

Цветной компонент в габбро представлен бесцветным моноклинным пироксеном, обладающим следующими оптическими константами:  $2V = +48^\circ + 58^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.028 - 0.029$ ;  $C : Ng = 41 - 42^\circ$ . По своим оптическим свойствам (см. табл. 8) минерал занимает промежуточное положение между диопсидом и диаллагом. В некоторых образцах наблюдается диаллаговая отдельность по (100).

Кроме пироксена, в габбро почти всегда присутствуют две разновидности роговой обманки: красновато-коричневая роговая обманка с плеохроизмом от бесцветного ( $Np$ ) до красновато-коричневого ( $Nm Ng$ ), с абсорбцией  $Ng = Nm > Np$ , и желто-зеленая роговая обманка. Красновато-коричневая роговая обманка обрастает кристаллы пироксена с периферии, а желто-зеленая часто развивается по пироксену вдоль трещин спайности. Гра-

Оптические константы минералов, определенные на столше Федорова

№№ шлифов	П л а г и о к л а з								П и р о к с е н			А м ф и б о л			Название породы
	P : Ng	P : Nm	P : Np	B : Ng	B : Nm	B : Np	2V	M	2V	Ng - Np	C : Ng	2V	Ng - Np	C : Ng	
550/38	27°	66°	80°	—	—	—	+78°	50	+48°	0.029	41°	-80°	желто-зеленый 0.027   17°	Габбро-порфирит (2 мм)*	
816/38	25°	66°	83°	—	—	—	-88°	46	—	—	—	-72°	желто-зеленый 0.025   17°		
526/38	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	-78°	красновато-бурый 0.021   20°	Габбро крупнокристаллическое (1—2 мм)	
586/38	16°	74°	90°	75°	17°	82°	—	4	+58°	0.028	42°	-80°	желто-зеленый 0.025   17°	Офитовое габбро	
544/38	20°	70°	87°	72°	41°	55°	+86°	40	—	0.023	42°	-87°	светлобурый 0.021   18°	Мелнокристаллический габбро-амфиболит (0.2—0.5 мм)	
547/38	18°	72°	87°	—	—	—	+86°	38°	+59°	0.025	42°	-80°	красновато-бурый 0.021   17°	Габбро-амфиболит Крупнокристаллический габбро-амфиболит (3—4 мм)	
560/38	53°	51°	61°	37°	61°	69°	+88°	63	+60°	0.024	40°	—	—   —		
551/38	34°	65°	70°	—	—	—	+88°	65	—	—	—	-80°	желто-зеленый 0.026   17°	Крупнокристаллический габбро-амфиболит	
558/38	42°	62°	61.5°	69°	30°	70°	-86°	82	+61°	0.024	40°	—	—   —	Крупнокристаллический габбро-амфиболит	
557/38	42°	62°	61°	—	—	—	-84°	82	+52°	0.030	41°	-87°	желто-зеленый 0.024   17°	Мелнокристаллический габбро-амфиболит	
520/38	27°	65°	80°	80°	47°	45°	+86°	50	+51°	0.31	38°	—	—   —	Габбро-диабаз	

\* Цифры в скобках указывают размер зерен минералов в породе.

нища между обеими роговыми обманками в этом случае резкая, и часто получаются кристаллы зонального строения: центр сложен желто-зеленой роговой обманкой, а периферия красновато-коричневой. Оптические константы обеих разновидностей приведены в табл. 8. Как пироксен, так и роговые обманки подвергаются замещению актинолитом и хлоритом.

Из акцессорных минералов в породах встречены апатит, титанит и титаномагнетит.

Исключительно редко в габбро наблюдаются в небольшом количестве калиевый полевой шпат и кварц. Оба эти минерала образуют мелкие ксеноморфные зерна, выполняющие промежутки между идиоморфными кристаллами плагиоклаза.

### Г а б б р о - а м ф и б о л и т ы

Макроскопически это рассланцованные от мелко- до крупнозернистых зеленовато-серые породы, в некоторых разностях обогащенные красновато-розовым гранатом. В габбро-амфиболитах часто наблюдается быстрая смена крупнозернистых полос тонкосланцеватыми мелкозернистыми. Возможно, что такое полосчатое строение пород объясняется первичной неоднородностью габбро. По минералогическому составу габбро-амфиболиты близки к габбро. Габбро-амфиболиты Кайдаул-Кутинебак-пасского массива характеризуются присутствием хорошо сохранившегося основного плагиоклаза, представленного лабрадор-битовнитом № 65—82. Оптические константы приведены в табл. 8. В некоторых габбро-амфиболитах, как видно из таблицы, встречается менее основной плагиоклаз ряда андезин — лабрадор № 40—50. Наряду с сохранившимся первичным плагиоклазом, во многих выходах габбро-амфиболитов наблюдается его полное замещение соссюритом, пренитом, мусковитом, а иногда и гранатом.

Цветной компонент в габбро-амфиболитах представлен моноклинным пироксеном и красновато-коричневой роговой обманкой.

Пироксен-диаллаг окрашен в светлозеленый цвет, обладает хорошей отдельностью по (100). Для него характерны следующие константы:  $N_g - N_p = 0.023 - 0.025$ ;  $2V = +59 + 61^\circ$ ;  $C : N_g = 40 - 42^\circ$ .

Красновато-коричневая роговая обманка плеохроирует от светложелтого ( $N_p$ ) до красновато-коричневого ( $N_g$ ). Угол угасания  $C : N_g = 17 - 18^\circ$ ;  $N_g - N_p = 0.021$ ;  $2V = -80 - 87^\circ$ .

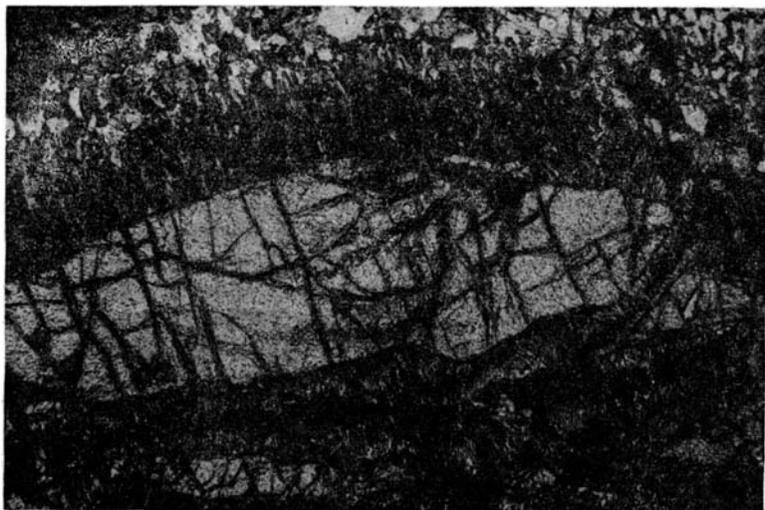
Из вторичных продуктов по пироксену и бурой роговой обманке развиваются обыкновенная желто-зеленая роговая обманка (см. табл. 8), а также актинолит и бесцветный хлорит-пеннин. В одном случае наблюдалось замещение пироксена серпентином с одновременным выделением мелких зерен магнетита. Кроме серпентина по пироксену образуется тремолит в игольчатых кристаллах, обрастающих с периферии выделения пироксена.

Гранат образует крупные (2—4 мм) изотропные светлорозовые зерна округлой формы, часто окруженные келифитовой каймой (фиг. 16), состоящей из сростаний плагиоклаза, в некоторых случаях замещенного пренитом, и амфибола, иногда окрашенного в яркозеленый цвет. Часто гранат замещается скоплениями хлорита, пренита и эпидота. Зерна граната, сохранившегося среди вторичных продуктов, обладают резко выраженными коррозионными контурами. Гранат содержит в большом количестве мелкие включения рудного минерала, повидимому магнетита, а также включения плагиоклаза и пироксена.

Из аксессуарных минералов в амфиболитах присутствуют апатит, титанит и титаномagnetит. Некоторые разновидности габбро-амфиболитов обогащены мелкими веретеновидными зернами титанита, ориентированными по сланцеватости.

Встречающиеся в габбро-амфиболитах тонкие (2—4 мм) прожилки выполнены пренимом и реже клиноцоизитом.

Структура габбро-амфиболитов кристаллобластическая. Главные породообразующие компоненты — пироксен, амфибол и плагиоклаз, распределены часто неравномерно отдельными скоплениями. Иногда пироксен содержит пойкилитовые включения мелких округлых зерен плагиоклаза.



Фиг. 16. Келифитовая кайма вокруг зерен граната в габбро-амфиболите. При одном николе. Ув. 45 раз.

Принимая во внимание петрографические особенности габбро-амфиболитов и совместное их залегание с габбро в пределах одного интрузивного тела, можно думать, что амфиболиты произошли за счет последних. Как видно из вышеприведенной характеристики, габбро-амфиболиты Экибастузско-Чидертинского змеевикового пояса очень похожи на аналогичные породы Тектурмасского пояса.

В противоположность Тектурмасскому поясу, в пределах северного пояса габброиды, как уже отмечалось выше, пользуются небольшим распространением и представлены небольшими телами среди озмеевикованных перидотитов.

При этом среди габброидов амфиболиты значительно преобладают в площадном отношении над габбро.

Принимая это во внимание, можно допустить, что мелкие интрузивные тела при динамометаморфических процессах, столь интенсивно проявленных среди массивов змеевиков, могли быть более легко и полнее превращены в амфиболиты, чем крупные интрузии габбро Тектурмасского пояса.

## Габбро-диабазы

Габбро-диабазы слагают линзообразные тела, которые пользуются широким распространением в восточной части района в пределах Кайдаульского массива. Габбро-диабазы представляют зеленовато-серые мелкозернистые породы, однако в большинстве случаев они гранатизированы и превращены в тяжелые розовато-белые и белые породы, иногда пятнистые и содержащие в этом случае остатки неизмененного пироксена. Структура габбро-диабазов офитовая. В мало измененных породах моноклинный пироксен образует большие (2—3 мм) выделения и цементирует мелкие (0.2—0.5 мм) идиоморфные зерна плагиоклаза, однако в большинстве случаев породы этой группы несут следы глубокого метаморфизма, и поэтому об их первичном составе и структурах можно судить лишь по реликтовым признакам, ясно различимым при одном никеле.

Плагиоклаз габбро-диабазов представлен лабрадором № 50 (см. табл. 8). Плагиоклаз зонален, причем центральные части его зерен обычно сорицитизированы и серицитизированы. В большинстве выходов плагиоклаз замещен мало индивидуализированными зернами розовато-бурого изотропного или иногда бесцветного, слабо анизотропного граната. Кроме того, широким развитием в породах пользуется пренитизация, и в ряде выходов плагиоклаз нацело замещен скоплением мелких табличек пренита, вместе с которыми появляется также и хлорит. В пренитизированных породах пренит заполняет тонкие (0.5—1 мм) прожилки.

Цветной компонент габбро-диабазов представлен, по видимому, диопсидом ( $2V = +51^\circ$ ;  $C : Ng = 38^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.031$ ). В большинстве случаев пироксен сохранился лучше, чем плагиоклаз, и только в редких выходах целиком замещен гранатом и хлоритом.

Хлорит представлен бесцветным пеннином, обладающим аномальной индигово-синей интерференционной окраской. Кроме того, по диопсиду в небольшом количестве развиваются игольчатые сростки актинолита.

Из второстепенных минералов в породах часто присутствуют титаномагнетит и титанит. Зерна первого часто обладают скелетной формой, замещаются титанитом и хлоритом.

## Кварцевые диорит-порфириты

Кварцевые диорит-порфириты залегают в змеевиках в виде многочисленных линзовидных тел, длиной 20—25 м и мощностью 5—10 м. В рельефе жилы отображены короткими грядами, на склонах которых обнажены змеевики. По видимому, жилы тектонически разорваны на ряд отдельных блоков. На некоторых участках количество жил настолько велико, что они являются преобладающей породой. Так, например, к востоку от сопки Кутине-бакпас создается впечатление, что весь район сложен кварцевыми диорит-порфиритами, которые здесь залегают на вершинах небольших сопки и гряд, в то время как змеевики обнажены на их склонах очень плохо в виде щебенки. Наибольшее количество жил кварцевых диорит-порфиритов встречено в районе сопки Кутине-бакпас и затем в горах Джаксы- и Джаман-букомбай. Кварцевые диорит-порфириты представляют зеленовато-серые породы с большими вкрапленниками белого плагиоклаза и темнозеленого амфибола, к которым иногда присоединяются зерна прозрачного кварца. Под микроскопом породы обладают порфировой структурой. Вкрапленники представлены плагиоклазом и роговой обманкой и реже кварцем величиной 1—2.5, реже до 5 мм. Структура

основной массы микрогранитная или микропегматитовая. Текстура пород в некоторых выходах флюидальная.

Плагиоклаз представлен зональным афдезином № 45. В большинстве случаев он альбитизирован и замещен соссюритом, эпидотом, серицитом, мусковитом и иногда пренитом. Часто альбитизация захватывает лишь краевые части вкрапленников, а их центральные части замещены соссюритом и серицитом.

Роговая обманка образует большие призматические кристаллы. Минерал представлен, главным образом, двумя разновидностями: желто-зеленой ( $2V = -76^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.025$ ;  $C : Ng = 16^\circ$ ) и зеленовато-бурой зонального строения ( $2V = -80-82^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.020$ ;  $C : Ng = 21^\circ$ ). Часто наблюдаются полисинтетические двойники по (100). Наконец, в некоторых разностях диорит-порфиритов встречается коричнево-бурая роговая обманка, оптические константы которой близки к константам зеленовато-бурой разности ( $2V = -80^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.22$ ;  $C : Ng = 21^\circ$ ).

Во многих случаях амфибол целиком замещен эпидотом, хлоритом и кварцем. Хлорит представлен пеннином. В других случаях роговая обманка нацело хлоритизирована и одновременно развиваются мелкие листочки биотита и мусковита. Хлоритизация сопровождалась появлением мелких неправильных зерен титанита.

Следует еще указать на развитие по амфиболу пренита и в редких случаях длиннопризматического светлозеленого актинолита. Кроме того, актинолит и тремолит образуют пучковидные скопления мелких игольчатых кристаллов.

Кроме роговой обманки в породах изредка встречается моноклинный пироксен, представленный диаллагом.

Кварц образует довольно крупные (1—2 мм) оплавленные порфиновые выделения. Обычно они разделены на отдельные части и сцементированы основной массой. Кварц в довольно большом количестве присутствует в основной массе пород в форме аллотриоморфных зерен или же образует микропегматитовые прорастания с плагиоклазом.

В некоторых жилах в небольшом количестве в антипертитовых востках в плагиоклазе обнаружен ортоклаз.

Из аксессуарных минералов в породах присутствуют апатит, магнетит, титанит и довольно часто гранат. Гранат образует идиоморфные кристаллы или округлые зерна, обладающие розовой окраской.

### Плагиограниты, плагиогранит-порфиры и плагиоаплиты

Плагиограниты в пределах Экибастузско-Чидертинского змеевикового пояса образуют небольшие штокообразные тела. Известно два штока плагиогранита площадью 200—300 м<sup>2</sup>: один расположен в восточной части Кутинебакпасского массива к северо-востоку от оз. Ангренсор, другой шток находится на продолжении этой полосы на юг, прямо на запад от оз. Ангренсор. Эти интрузии настолько мелки, что не могли быть показаны в масштабе карты. В районе развития плагиогранитов встречены также выходы плагиогранит-порфиров. Взаимоотношения плагиогранитов с габбро и змеевиками, ввиду плохой обнаженности, остались невыясненными; плагиоаплиты встречены в виде жил среди габбро и змеевиков. Повидимому, и плагиограниты также залегают среди этих пород в виде мелких штокообразных и жильных тел.

Жилы плагиоаплитов не имеют такого широкого распространения и были встречены лишь в пределах Кайдаульского массива и в редких выходах в восточной части Кутинебакпасского массива.

Плагиограниты представляют среднезернистые лейкократовые породы с ясно различимыми призматическими выделениями амфибола. Породы несут следы катаклаза. Вдоль трещин в них развиты: эпидот, хлорит и кварц. Под микроскопом плагиограниты представляют довольно крупнозернистые (1—2 мм) породы, состоящие из плагиоклаза и кварца. В плагиогранит-порфирах вкрапленники представлены исключительно плагиоклазом. Характерной особенностью плагиогранитов является наличие кислого плагиоклаза — альбита № 4—5 и большого количества кварца. Второй структурной особенностью этих пород является широкое развитие микрографических сростаний плагиоклаза и кварца. Иногда микропегматит имеет радиально-лучистое строение и вроски кварца расходятся наподобие веера вокруг идиоморфного кристалла плагиоклаза. Особенно широко развиты микропегматиты вокруг вкрапленников альбита в плагиогранит-порфирах.

Плагиоклаз, как уже отмечалось выше, представлен альбитом. Из вторичных продуктов по плагиоклазу развивается эпидот в крупных аллиотриоморфных зернах, а также серицит и хлорит в мелких чешуйках и листочках.

Цветной компонент представлен зеленой роговой обманкой, но последняя почти целиком замещена хлоритом—пеннином и эпидотом. Мелкие призматические зерна амфибола сохраняются лишь среди гранофировой основной массы плагиогранит-порфиров.

Из аксессуарных минералов в породах встречаются апатит, титанит и рудный минерал, повидимому титаномагнетит. Трещины в породе выполнены тонкими прожилками кварца и эпидота.

Плагиоаплиты представляют светлоокрашенные породы с редкими пластинками биотита, хорошо выделяющимися на белом фоне. Под микроскопом это порфириовидная порода, состоящая из идиоморфных кристаллов плагиоклаза и пластинок цветного компонента, сцементированных кварцем и полевым шпатом. Последний представлен, повидимому, ортоклазом, присутствует он в породе в небольшом количестве.

Плагиоклаз в большинстве представлен альбитом от 5 до 9-го номера. Выделения плагиоклаза серицитизированы и соскритизированы. По распределению вторичных продуктов можно предположить, что первичный плагиоклаз обладал зональным строением. Кроме серицита и соскюрита плагиоклаза замещен в некоторых выходах также пренитом, тремолитом и актинолитом. Местами тремолит образует скопления волокнистых кристаллов.

Цветные компоненты представлены биотитом или роговой обманкой. Последняя в большинстве случаев нацело замещена хлоритом. Хлоритизация сопровождается выделением мелких зерен титанита и эпидота. Хлорит представлен чаще пеннином, но иногда и клинохлором. Кроме того, по роговой обманке развивается актинолит в виде сростков игольчатых кристаллов.

Биотит представлен красно-коричневыми листочками, корродированными с периферии кварцем.

Кварц в породе ксеноморфен, он корродирует выделения плагиоклаза и цветных минералов.

Из аксессуарных присутствуют апатит, титанит и магнетит.

Приуроченность плагиогранитов к зоне развития ультраосновных и основных интрузий обоих змеевиковых поясов — Экибастузско-Чидер-

тинского и Тектурмасского, и отсутствие интрузий плагиигранитов вне этих поясов позволяют говорить о наличии генетической связи плагиигранитов с офиолитовой формацией. Очевидно, вторжение плагиигранитов отвечает последним этапам развития данного интрузивного цикла и они являются конечными дифференциатами основной магмы.

### Заключение

Мы не будем останавливаться на описании формирования ультраосновных и основных массивов Экибастузско-Чидертинского змеевикового пояса, так как магматическая история комплекса очень близка к истории развития интрузий Тектурмасского пояса. Формирование ультраосновных массивов началось внедрением пироксенито-перидотитовой магмы, затем шло образование жильных и штокообразных тел, габбро-порфиритов и габбро-диабазов. С более поздними этапами связана серпентинизация пироксенито-перидотитовых массивов и метасоматическое замещение габбровых разностей гранатом и хлоритом.

Формирование ультраосновных массивов, повидимому, закончилось внедрением жил кварцевых диорит-порфиритов, плагиигранитов и плагииоаплитов, являющихся самыми кислыми дифференциатами данного магматического комплекса.

Возраст всего комплекса пород устанавливается как нижнесилурийский, так как, с одной стороны, габбро-перидотиты интродуцируют яшмо-кварцевую свиту уртынджалского комплекса, а, с другой стороны, галька габбро встречается, по данным Н. А. Штрейса (1940), в конгломератах, подстилающих порфиритовую свиту карадока. Таким образом, момент внедрения ультраосновных и основных интрузий, повидимому, следует связывать с резким перерывом, наблюдающимся на границе лландейля и карадока, между яшмо-кварцевой свитой уртынджалского комплекса и вулканогенной порфиритовой толщей карадока. Что касается формы залегания пироксенито-перидотитовых тел, то ничего нового добавить к тому, что было сказано при описании Тектурмасского пояса, мы не можем. Вероятно, пироксенито-перидотитовые интрузии залегают в виде ряда пластовых тел или одной крупной залежи, приуроченной к границе нижней эффузивной и верхней яшмо-кварцевой толщи уртынджалского комплекса. После их сформирования пироксенито-перидотитовые тела участвовали в складчатости и были смяты вместе с породами уртынджалского комплекса в сложные складки, о чем свидетельствует также и форма некоторых жильных образований, представленных в результате разломов серией коротких, быстро выклинивающихся по простиранию, тел.

### 3. Балхашский змеевиковый пояс

Балхашский змеевиковый пояс протягивается широкой полосой вдоль берега озера Балхаш и затем загибает в западной своей части на север. Балхашский пояс объединяет собственно несколько антиклинальных поднятий, сложенных нижнесилурийскими отложениями, к сводовым частям которых приурочены основные и ультраосновные интрузии.

Первые сведения об ультраосновных и основных интрузиях северо-восточного Прибалхашья мы находим у Н. И. Наковника (1931). В этой работе Н. И. Наковник дает геологическое описание районов развития основных интрузивов и, в частности, отмечает их приуроченность к яшмо-кварцитам силурийского возраста. Затем им приведено краткое описание



геологическую и тектоническую характеристику района, что значительно облегчило задачу автора при изучении отдельных массивов ультраосновных и основных пород.

### Схема орографии района

Балхашский змеевиковый пояс расположен в юго-западной части сухой безводной степи северо-восточного Прибалхашья. Древние антиклинальные зоны, с которыми связаны выходы нижнесилурийских яшм и порфиритов, резко обозначаются в рельефе грядами сопок, вытянутыми в северо-западном направлении, согласно общему простираанию этих структур.

Крупнейшие вершины достигают превышения в 450—500 м — Матакызыл, Тюретай, Копа и Казык (598 м). Площади широкого распространения нижнесилурийских отложений представляют массивы скалистого мелкосопочника, как, например, массив сопок Копа, Итбас-сесюмбай и другие. На площадях, сложенных верхнесилурийскими и каменноугольными отложениями, развит мелкосопочник с сильно сглаженными куполообразными вершинами. Картину дополняют широкие сухие долины, во многих местах прорезающие район. Довольно густая сеть долин и овражков большую часть года остается сухой. Район совершенно лишен пресных открытых водоемов.

### Геологический очерк

Геология северо-восточного Прибалхашья, по данным В. А. Вахрамеева (1940), рисуется в следующем виде.

Самой древней свитой, слагающей осевые части крупных антиклинальных поднятий, является нижнесилурийская — яшмо-порфирировая. Породы этой свиты пользуются широким развитием в юго-западной части района, где они слагают ряд антиклинальных поднятий западного и северо-западного простираания. В нижней части яшмо-порфирировой толщи преобладают эффузивные породы, в верхних частях — яшмы. Таким образом, внутри яшмо-порфирировой свиты выделены два комплекса: нижний эффузивный и верхний яшмовый. Сильная дислоцированность и тесная связь обоих комплексов не позволили В. А. Вахрамееву выделить их порознь на геологической карте.

Нижний эффузивный комплекс, являющийся аналогом карамурунской свиты уртынджалского комплекса, представлен авгитовыми и рогово-обманковыми порфиритами, спилитами, реже диабазами. Эффузивы переслаиваются с мощными пачками туфов, встречаются прослой туфоагломератов, а в верхней части прослой яшм и яшмо-кварцитов. Видимая мощность этого нижнего комплекса 1500 м.

Верхний яшмовый комплекс, который является аналогом тектурмасской свиты уртынджалского комплекса, сложен сургучными, зеленоватыми, голубовато-серыми, серыми и белыми яшмами и яшмо-кварцитами, иногда содержащими тонкие прослой туфогенных песчаников. Мощность этого комплекса 800—1000 м.

К нижнему силуру В. А. Вахрамеев относит также джаманшурукскую свиту ( $S_1^B$ ). Основанием для этого послужило залегание севернее сопки Казык в кровле этой свиты верхнесилурийских отложений. Основную часть джаманшурукской свиты слагают кварцевые альбитофиры, альбитофиры, их туфы, туфогенные песчаники, реже встречаются плагиоклазовые порфириты, яшмы и спилиты. Общая мощность свиты около 1000 м.

Верхнесилурийские отложения, широко распространенные в области синклиналей, представлены мощной, окрашенной в зеленоватые тона, толщей песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Грубозернистые песчаники и мелкогалечные конгломераты образуют внутри толщи отдельные прослои. В низах толщи изредка встречаются маломощные (0.5—1 м) прослои известняков, быстро выклинивающихся по простиранию. Верхнесилурийские отложения залегают на породах яшмо-порфиритовой и джаманшурукской свит несогласно, с глубоким размывом. В ряде точек в основании верхнесилурийских отложений залегают плохо окатанные конгломераты с галькой яшм и различных эффузивов; реже присутствуют гальки гранитов и кислых жильных пород. К востоку от сопки Матакызыл в базальных конгломератах встречена галька габбро.

Нижне- и среднедевонские отложения развиты в северной части описываемого района. Они представлены мощной толщей мелкозернистых туфогенных песчаников с пачками грубозернистых граувакковых песчаников, алевролитов и туфов. Мощность этой свиты 3000 м.

Верхнедевонские отложения известны лишь в юго-западной части района, где они трансгрессивно с угловым несогласием залегают на яшмах нижнего силура. Верхнедевонские отложения отчетливо распадаются на две пачки: нижнюю обломочную и верхнюю известняковую с фауной фаменского яруса.

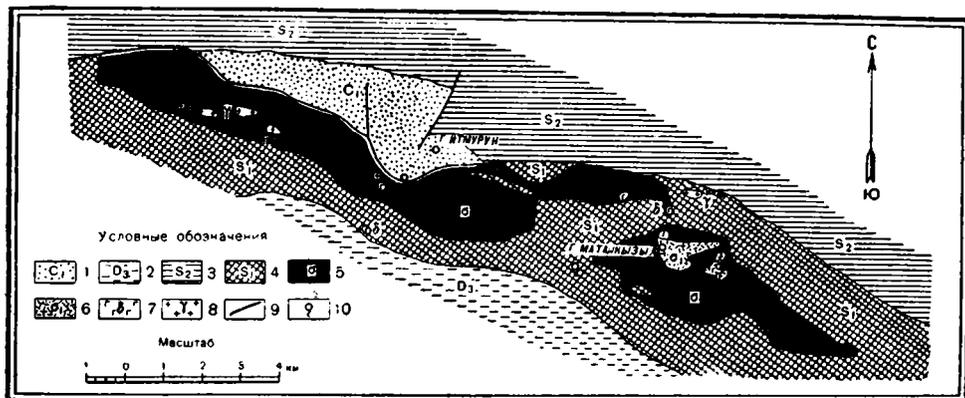
Нижекаменноугольные отложения пользуются в районе широким развитием. Турнейские отложения слагают пространство между сопками Итмурун и Булай-тюбек, а также полуостров Булай-тюбе, где они смяты в ряд пологих брахискладок. Турнейские отложения распадаются на две свиты: нижнюю (мощность 800—1000 м), сложенную кислыми эффузивами и их туфами с прослоями туфогенных песчаников, и верхнюю (мощность 800 м), сложенную кварцевыми алевролитами и полимиктовыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов и криноидного известняка. Визейские отложения в западной части района слагают центральную часть сопки Итмурун. В восточной части последних описываемые отложения залегают резко трансгрессивно на верхнем силуре, с юга они ограничены разломом, приведшим эти отложения в соприкосновение с массивом ультраосновных пород. Визейские отложения представлены толщей песчаников и алевролитов с мощными пачками конгломератов. Наиболее полно эти отложения представлены на востоке в районе Саяжской мульды, где они слагают мощную свиту туфогенных песчаников, туфов и эффузивов. Мощность свиты до 2000 м.

Среднекаменноугольные отложения развиты непосредственно к югу от сопки Итбас, где они залегают с угловым несогласием на яшмах нижнего силура, и к северу от сопки Итмурун и Матакызыл, где они лежат трансгрессивно на верхнем силуре. В этой части района среднекаменноугольные отложения представлены туфами, песчаниками и алевролитами. В нижней части толщи залегают известняки с фауной среднего карбона. Среднекаменноугольные отложения развиты также в Саяжской мульде, детальный разрез которой приведен в работе В. А. Вахрамеева (1940).

Интрузивные породы в пределах описанного района относятся к двум разновозрастным комплексам: каледонскому и варисскому. Каледонский комплекс представлен серпентинизированными перидотитами, пироксенитами и реже габбро, образующим ряд пластовых тел, которые обнажаются в своде антиклинальных поднятий, сложенных яшмо-порфиритовой свитой нижнего силура. Основные и ультраосновные породы отмечены В. А. Вахрамеевым в горах Итмурун—Матакызыл, сопках Итбас-сесюмбай, затем в ур. Тюретай и Кызыл-джал и, наконец, в ур. Копа.

Эту зону в целом удобно назвать Балхашским змеевиковым поясом. Возраст этого комплекса интрузивных пород определяется как доверхнесилурийский, так как они интрузируют яшмо-порфиритовую свиту нижнего силура и на них с угловым несогласием залегают верхнесилурийские отложения. Кроме того, В. А. Вахрамеев указывает на наличие гальки габбро в конгломерате верхнего силура к северу от сопки Мата-кызыл.

Герцинский комплекс интрузивных пород представлен преимущественно гранитами и гранодиоритами. Они слагают два крупных массива к северо-востоку от сопки Итбас и к западу от месторождения Саяк. Кроме того, небольшой выход гранитов обнаружен на берегу оз. Балхаш. Кварцевые диориты образуют небольшие интрузии в северной части Саякской мульды и к западу от центрального гранитного массива в районе сопки Итбас.

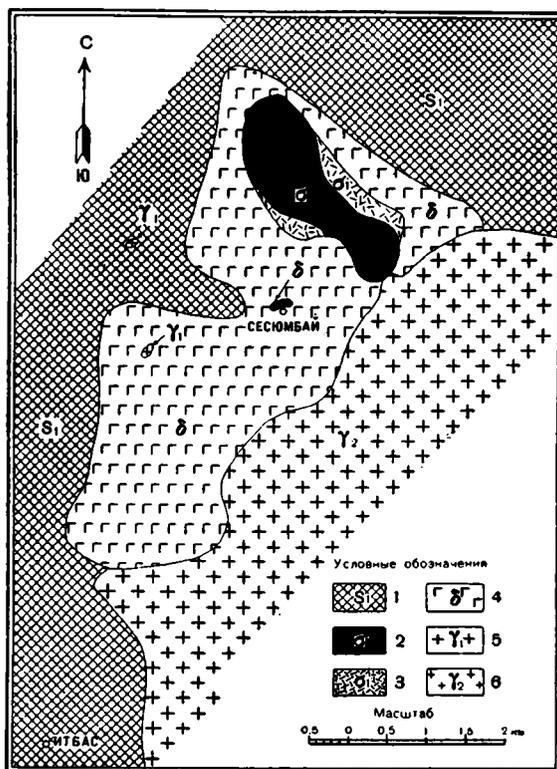


Фиг. 18. Геологическая карта ультраосновного массива Итмурун—Мата-кызыл (северное Прибалхашье).

1 — нижнекаменноугольные отложения; 2 — верхнедевонские отложения; 3 — верхнесилурийские отложения; 4 — нижнесилурийские отложения (уртынджалский комплекс); 5 — змеевики; 6 — силифицированные змеевики; 7 — пироксениты и амфиболиты; 8 — граниты и щелочные сиениты; 9 — разломы; 10 — родники.

Остановимся более детально на описании отдельных массивов Балхашского змеевикового пояса. Автором были осмотрены два больших массива основных и ультраосновных пород. Один массив — Итмурун — Мата-кызыл, расположен в 17 км к северу от берега оз. Балхаш прямо на север от пос. Красный Октябрь. Другой массив расположен несколько северо-восточнее в ур. Сесюмбай. Массив Итмурун — Мата-кызыл приурочен к гряде высот, вытянутых с северо-запада на юго-восток и сложенных яшмо-порфиритовой свитой нижнего силура (уртынджалский комплекс) (фиг. 18). В районе горы Мата-кызыл нижнесилурийские отложения, слагающие осевую часть крупного антиклинального поднятия, перекрыты с угловым несогласием песчаниками и конгломератами верхнего силура с галькой красных и голубых яшм. В районе сопки Итмурун интрузивные породы, а далее верхнесилурийские отложения непосредственно перекрыты осадочной толщей карбона. По данным В. А. Вахрамеева, граница между ними проходит по линии разлома. Массив Итмурун — Мата-кызыл занимает по площади около 50 кв. км: по ширине 1.5—2.5 км и в длину около 25 км. Массив сложен исключительно озмеевикованными перидотитами и пироксенитами; выходы габбро почти отсутствуют. Встре-

чены лишь небольшие тела очень своеобразных амфиболитов. В западной части массива среди змеевиков залегает несколько маломощных (от 300 до 600 м<sup>2</sup> по площади) штокообразных тел, вытянутых согласно общему простиранию массива и сложенных нормальными и щелочными гранитами. Небольшие штокообразные тела щелочных гранитов известны также к северу от горы Мата-кызыл. Сама гора Мата-кызыл сложена своеобразными силифицированными змеевиками, плохо поддающимися выветриванию, благодаря чему гора Мата-кызыл выражена в рельефе в виде «гривы».



Фиг. 19. Геологическая карта основного массива Сесюмбай — Итбас.

1 — нижнесилурийские отложения (уртынджалский комплекс); 2 — змеевики; 3 — силифицированные змеевики; 4 — габбро и габбро-амфиболиты; 5 — плагиограниты; 6 — гранодиориты.

Второй массив находится к северу от гор Итбас в ур. Сесюмбай (см. геологическую карту, фиг. 19). Приурочен он также к нижнесилурийским отложениям. Последние представлены здесь вулканогенными образованиями. Широким развитием пользуются диабазы, мандельштейны и кристаллические туфы. Эта толща ближе всего отвечает карамурунской свите уртынджалского комплекса.

На востоке Сесюмбай ограничен варисской гранодиоритовой интрузией. Массив Сесюмбай сложен почти исключительно габбро. По площади он занимает около 30 км<sup>2</sup>. Змеевики залегают среди габбро и слагают лишь небольшой участок в северной его части. В пределах массива змеевиков

широко развиты их силифицированные разности. Последние образуют среди змеевиков полосы неправильной формы, связанные с трещинами северо-западного направления. В том же направлении ориентированы и линзы магнезита, сопровождающие, как всегда, силифицированные породы. Вблизи западного контакта габбрового массива с нижнесилурийской толщей, как среди габбро, так и среди эффузивной свиты нижнего силура, встречены небольшие штокообразные тела плагиогранитов и кварцевых диоритов.

### Петрографический очерк

#### Змеевики

Змеевики массива Итмурун — Мата-кызыл очень разнообразны как по внешнему виду, так и по минералогическому составу и структурам.

В массиве преобладают голубовато-серые стекловидные змеевики плотного сложения. Эти разности особенно широко распространены в его восточной части. Затем в большом количестве встречаются плотные массивные змеевики зеленовато-черного или синевато-черного цвета с раковистым изломом. Среди этих разностей пород часто наблюдаются зеркала скольжения. Наконец, в подчиненном количестве встречаются крупнокристаллические змеевики светлозеленого, иногда голубовато-зеленого цвета с шелковистым блеском. Наиболее широко эти разности развиты вблизи горы Мата-кызыл у северо-западного ее окончания.

Все вышеперечисленные разновидности змеевиков связаны постепенными переходами, и часто в одном обнажении встречаются все разновидности. Для змеевикового массива характерен сильный кливаж, и только у восточного окончания горы Мата-кызыл змеевики обладают своеобразной глыбовой отдельностью.

Плотные голубовато-серые змеевики стекловидного облика чаще всего обнаруживают под микроскопом пикролитовое строение. Среди пикролитового серпентина встречаются участки серпофита.

Вторая разновидность змеевиков характеризуется порфиroidным строением и петельчатой текстурой. В отдельных образцах порфиroidных змеевиков наблюдается некоторое отличие от нормального типа, выражающееся в развитии, вместо больших гомоосевых псевдоморфоз бастиита по ромбическому пироксену, мелких ромбовидных кристаллов антигорита. В этих ромбовидных выделениях, благодаря развитию вдоль трещин спайности хризотила, часто ясно видны обе системы спайности, пересекающиеся под углом, характерным для пироксена.

Третья разновидность змеевиков состоит под микроскопом из больших (0.5—1 мм) волокнистых пластинок бастиита, часто ориентированных под прямым углом по отношению друг друга и пересеченными в свою очередь отдельными игольчатыми кристаллами серпентина, благодаря чему получается решетчатая структура (фиг. 20). Все вышеописанные разности змеевиков связаны постепенными переходами, и часто в одном шлифе удается наблюдать все три типа текстуры: петельчатую, пикролитовую и пластинчатую. При этом при изучении некоторых пород создается впечатление, что игольчатый серпентин пикролитового характера развивается несколько позднее и замещает петельчатую разновидность. Так, в некоторых шлифах были встречены реликты гомоосевых псевдоморфоз бастиита, почти нацело замещенных игольчатым серпентином. В пластинчатых разностях змеевика тоже наблюдается замещение пластинок бастиита игольчатыми кристаллами пикролита, прорастающими их вдоль спайности.

Во всех змеевиках присутствует магнетит, образующий скопления мелких кристаллов то в середине хризотилевых шнуров (петельчатые разности), то вдоль волокнистых кристаллов бастита (пластинчатые разности). В сланцеватых змеевиках магнетит образует линзовидные выделения, ориентированные по сланцеватости пород. Эти прожилки магнетита подчеркивают плейчатое строение змеевиков.

В змеевиках обычно встречается хромшпинелид в виде больших (0.5—0.8 мм) ксеноморфных кристаллов, а также мелких (0.03—0.1 мм) зерен. В отдельных шлифах кристаллы хромшпинелида достигают величины 1.5—2 мм и обладают эвгдральными очертаниями в виде шестиугольников. Зерна хромшпинелида в большинстве случаев окружены и заме-



Фиг. 20. Пластинчатый змеевик. Николи  $\times$ . Ув. 45 раз.

щены с периферии темной непросвечивающей каймой, иногда маломощной (0.01 мм), в других случаях более широкой, неправильной формы. Т. Н. Шадлун, которая любезно просмотрела рудные шлифы змеевиков Балхашского пояса, определила в непрозрачных каймах магнетит. Кроме каймы магнетит образует тонкие пленки внутри зерен. Т. Н. Шадлун указывает, что в некоторых случаях магнетит как бы обрастает хромит, совершенно не корродируя его, в других же случаях как бы его разъедает по периферии и рассекает прожилками. Зерна хромшпинелида рассечены также прожилками хризотил-асбеста или шнурами хризотила. В змеевиках преимущественно с петельчатой текстурой встречаются маломощные (0.2—0.4 мм) прожилки хризотил-асбеста. В очень редких выходах змеевиков в пределах массива Итмурун — Мата-кызыл сохранились реликты первичной породы. В ячейках сетки змеевиков с петельчатой текстурой встречаются остатки зерен оливина, реже моноклинового пироксена. Ромбический пироксен был встречен в больших зернах, иногда замещенных баститом гомоосевых псевдоморфоз. Значительно лучше сохранились исходные ультраосновные породы в пределах массива Итбас—Сесюмбай.

Здесь мы встречаем почти неизменные перидотиты, пироксениты, а также дуниты. Перидотиты по своему составу чаще всего отвечают

лерцолитам, но встречаются также и гарцбургитовые и верлитовые разновидности. Пироксениты представлены исключительно диаллагитами; в некоторых образцах пироксенитов присутствует в небольшом количестве оливин.

Оливин во всех образцах, где удалось определить его оптические константы, близок по своему составу к форстериту.  $2V$  у него колеблется в среднем от  $+86$  до  $+90^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.032 - 0.033$ , что отвечает форстериту с 6—8% содержанием  $Fe_2SiO_4$  (табл. 9).

Таблица 9

Оптические константы минералов из озмеевикованных перидотитов и пироксенитов

№№ шлифов	Оливин		Моноклинный пироксен			Ромбический пироксен		Амфибол		Название породы	
	$2V$	$Ng - Np$	$2V$	$Ng - Np$	$C : Ng$	$2V$	$Ng - Np$	$2V$	$Ng - Np$		
953/38	—	—	$+56$	0.020	$38^\circ$	—	—	—	—	Озмеевикованный перидотит	
970/38	$+80^\circ$	0.030	—	—	—	—	—	—	—	Озмеевикованный перидотит (гарцбургит)	
1067/38	$+90^\circ$	0.032	—	—	—	$+84^\circ$	0.009	—	—	Перидотит	
1074/38	$+86^\circ$	0.032	—	—	—	—	—	—	—	Озмеевикованный дунит	
1140/38	$+88^\circ$	0.032— —0.033	—	—	—	$+68^\circ$	0.009	$-62^\circ$ $-64^\circ$	0.017 $C : Ng = 0^\circ$	—	Озмеевикованный перидотит (лерцолит)
410/Я	$+83^\circ$	0.035	—	—	—	—	—	—	—	Перидотит-верлит	
1100/38	—	—	$+53^\circ$	0.024	$39^\circ$	—	—	—	—	Пироксенит-диаллагит	
151/39	—	—	$+55^\circ$	0.026	$39^\circ$	—	—	—	—	Пироксенит-диаллагит	

Моноклинный пироксен представлен диаллагом с совершенной отдельностью по (100); часто наблюдается диаллаговая структура:  $2V = +53 - 55^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.023 - 0.026$ ;  $C : Ng = 39 - 40^\circ$  (табл. 9).

Ромбический пироксен представлен бронзитом, реже гиперстеном. Оптические константы бронзита:  $2V = +68^\circ$ ;  $Ng - Np = 0,009$ ;  $C : Ng = 0^\circ$ ;  $2V = 84^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.009$ . Содержание  $FeSiO_3$  в ромбическом пироксене колеблется в пределах 6—10%.

Кроме упомянутых минералов в пироксенитах и перидотитах часто встречается тремолит в бесцветных игольчатых кристаллах, а в одном из образцов был встречен ромбический амфибол, образующий крупные призматические кристаллы, достигающие в длину 6—7 мм. Оптические константы ромбического амфибола следующие:  $2V = -62 - 64^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.017$ ;  $C : Ng = 0^\circ$ , что отвечает гедриту. В некоторых выходах пироксенита гедрит обрастает с периферии кристаллы диаллага. В пироксенитах часто

наблюдается образование серпентина и хлорита. Последний является одним из наиболее широко распространенных вторичных минералов, развивающихся в змеевиках. Кроме хлорита, к группе вторичных минералов следует отнести тальк, карбонат, сульфиды и различные модификации кремнекислоты. Хлорит особенно часто присутствует в рассланцованных частях змеевиков, где он образует большие листочки, ориентированные чаще всего по сланцеватости пород или вдоль первичной хризотиловой сетки петельчатых разностей. Листочки хлорита часто расщеплены по спайности, и трещины выполнены магнетитом или серпентином. По оптическим свойствам хлорит должен быть отнесен к клинохлору. Следует указать, что среди скоплений хлорита часто встречается магнетит в больших кристаллах и ксеноморфных выделениях, а также мельчайшие включения сульфидов. Т. Н. Шадлун указывает на присутствие следующих сульфидов: пирротина, пентландита и халькопирита. Ниже приводим результаты исследования 14 рудных шлифов Т. Н. Шадлун.

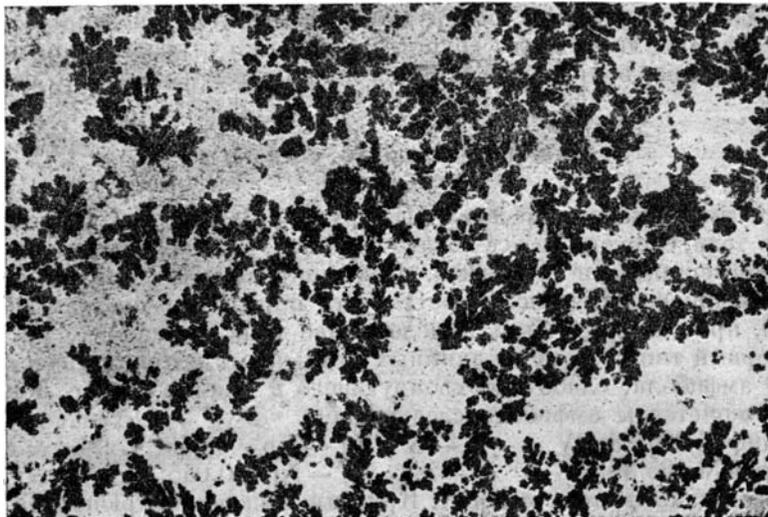
«Сульфиды развиты в змеевиках в ничтожном количестве. Они распределены в породе неравномерно и образуют, главным образом, очень мелкую рассеянную вкрапленность среди нерудных минералов и реже наблюдаются в виде мельчайших включений в зернах хромита или магнетита. Размер зерен сульфидов не превышает 0.01—0.04 мм и очень редко достигает 0.1—0.3 мм. Включения в хромите и магнетите не превышают 0.001—0.005 мм. Сульфиды представлены, повидимому, пирротином и пентландитом, возможно в некоторых шлифах присутствуют отдельные зерна халькопирита (?). В одном из шлифов пирротин замещен вторичным окисленным минералом, очевидно лимонитом. В другом шлифе удалось наблюдать, при очень большом увеличении, замещение пентландита каким-то сульфидом со слегка розовато-фиолетовым оттенком, развивающимся с периферии в виде ветвистых неправильных жилок, иногда захватывающих почти все зерна пентландита. Минерал изотропен и обычными реактивами не травится. Возможно, что он относится к виолориту (?) или бравоиту (?). Как видно из описания, Т. Н. Шадлун отмечает приуроченность мелкой вкрапленности сульфидов к нерудным минералам. Нам же в прозрачных шлифах удалось установить, что чаще всего сульфиды ассоциируются со скоплениями, а также и отдельными листочками хлорита. Повидимому, эта ассоциация не случайна, и невольно напрашивается вывод, что сульфиды привнесены в породу уже позднее, после сформирования и даже озмеевирования ультраосновных массивов, вероятно в один из моментов автогидротермального процесса.

Тальк и карбонат обычно ассоциируются вместе. При замещении оливина в дунитах они выполняют ячейки сетки, в то время как серпентин слагает самую сетку. Но иногда карбонат замещает прожилки хризотил-асбеста. Повидимому, карбонат частично переотлагается. Во всех шлифах, где приходилось наблюдать прожилки карбоната, последние секут прожилки хризотил-асбеста, а также пересекают листочки хлорита. В некоторых случаях карбонат пользуется широким развитием. Замещение карбонатом змеевиков также начинается с ячеек сетки или с крупных пластинок базита, лишь потом карбонат переотлагается и замещает прожилки хризотил-асбеста.

Тальк образует скопления мелких листочков и чешуек, замещающих серпентин. Как видно из взаимоотношений талька и карбоната с хлоритом, повидимому, они являются наиболее поздними образованиями, характеризующими последние этапы автометаморфического процесса.

Что касается процесса силификации змеевиков, то он не имеет большого распространения в пределах всего змеевикового массива и приурочен

к небольшим участкам. Наиболее крупные участки, захваченные этим процессом, мы имеем на сопке Мата-кызыл, где силифицированные змеевики слагают гребень сопки. Небольшие участки силифицированных и карбонатизированных змеевиков наблюдаются вдоль северного контакта массива Итмурун—Мата-кызыл. И, наконец, силифицированные змеевики слагают довольно мощные полосы и линзы среди массива Итбас—Сесюмбаи, ориентированные параллельно друг другу и приуроченные к трещинам северо-западного, а местами почти широтного направления с падением под  $\angle 70-80^\circ$ . Силифицированные змеевики представляют пористые охристые ноздреватые или пещеристые породы. Часто наблюдаются натёчные формы опала и халцедона, выполняющие прожилки и жеоды.



Фиг. 21. Распределение окислов железа в силифицированном змеевике. При одном никеле. Ув. 45 раз.

Встречаются также плотные массивные разности красновато-бурого цвета. Под микроскопом силифицированные змеевики состоят из кварца, опала и халцедона. Массивные разности состоят исключительно из кварца, с роговиковой структурой. В массивных разностях хорошо видна реликтовая сетчатая структура змеевика, благодаря распределению окислов железа вдоль первичной хризотиловой сетки (фиг. 21); очевидно, окислы железа образовались за счет магнетитовых шнуров. Ячеистая и пещеристая разности состоят из опалового скелета, с заполнением пустот халцедоном, карбонатом, а также кварцем. Иногда халцедон обрастает лишь стенки пустот в виде радиально-лучистых сферолитов. Из реликтовых минералов в силифицированных змеевиках чаще всего встречаются магнетит и хромшпинелид. Из вторичных минералов часто наблюдаются карбонат, тальк и реже хлорит. Среди силифицированных змеевиков встречаются участки, состоящие только из карбоната. Последний представлен, главным образом, магнезитом. Карбонатизированный змеевик под микроскопом состоит из зерен карбоната и обладает реликтовой петельчатой текстурой, опять-таки различной благодаря распределению магнетитовых шнуров. Рассечки в магнетитовых шнурах выполнены магнезитом.

Магнезит в этих разностях часто замещен кварцем, который образует несколько вытянутые зерна с резко выраженным волнистым веерообразным угасанием.

Среди силифицированных змеевиков наблюдается сеть прожилков и линз, то мало мощных (от 2 мм до 3—5 см), то достаточно мощных (20—30 см), выполненных магнезитом. Наиболее крупные линзовидные скопления магнезита мощностью 2—3 м наблюдались в массивах Итбас и Итмурун—Мата-кызыл. В последнем было встречено несколько довольно крупных (1—2 м) линз магнезита.

Несмотря на то, что исследования В. С. Дмитриевского на содержание платины и никеля в змеевиковом массиве Итмурун—Мата-кызыл дали отрицательные результаты, по нашим данным змеевики массива Итмурун—Мата-кызыл оказались платиноносными. Так как в рудных шлифах платиноиды Т. Н. Шадлун обнаружены не были, то генезис платиноидов неясен. Связаны ли металлы группы платины с сульфидным оруденением или с хромитами, вопрос этот остается пока открытым (см. стр. 64).

### Амфиболовые сланцы

Среди змеевикового массива Итмурун — Мата-кызыл встречены небольшие тела, сложенные зеленовато-черными, реже зелеными сланцеватыми крупнозернистыми породами. Под микроскопом как по текстуре, так и по минералогическому составу эти породы отвечают амфиболовым сланцам, причем могут быть выделены два типа сланцев:

1) Первый тип состоит из длинных игольчатых и призматических кристаллов амфибола, слабо плеохроирующего в светлозеленых тонах. Оптические константы амфибола следующие:

Шлиф № 907/38:  $2V = -77-78^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.043$ ;  $C : Ng = 16^\circ$ .

Шлиф № 165/39:  $2V = -78^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.045$ ;  $C : Ng = 17^\circ$ .

По всем данным это грюнерит. Крупные выделения грюнерита сцементированы мелкокристаллическим игольчатым агрегатом. В одном шлифе, кроме грюнерита, были встречены большие листочки хлорита-клинохлора, плеохроирующего от светлорозового (Np) до светлозеленого (Ng). Листочки хлорита изогнуты и деформированы, что свидетельствует о катаклических явлениях. Более ясно следы катаклаза наблюдаются в одном сланце, где призмы грюнерита раздроблены и превращены в мелкозернистый агрегат, сцементированный кальцитом.

2) Второй тип амфиболовых сланцев состоит из амфибола, плеохроирующего в серо-зеленых тонах, или же из зонального амфибола с плеохроизмом в центральных частях в буровато-зеленых тонах, а к периферии в синевато-зеленых тонах. Амфибол образует большие (1—2 мм) выделения, но встречаются и более мелкокристаллические разности, где его кристаллы не превышают величины 0.5 мм. Мелкозернистые сланцы обладают более совершенной сланцеватой текстурой.

Оптические константы амфиболов следующие:

а) Серо-зеленый амфибол с плеохроизмом (Np) светложелтый, (Nm) зеленый и (Ng) серо-зеленый; формула абсорбции:  $Ng > Nm > Np$ . Шлиф № 164/39:  $2V = -62^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.015$ ;  $C : Ng = 21^\circ$ .

б) Зональный амфибол: плеохроизм в центре (Np) желтый; (Nm) коричневатый; (Ng) зеленовато-коричневый; плеохроизм в краевых частях зерен (Np) светложелтый, (Nm) зеленый и (Ng) синевато-зеленый. Абсорбция:  $Ng > Nm > Np$ . Шлиф № 945/38:  $2V = -76^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.016$ ;  $C : Ng = 21^\circ$ .

В большом количестве в этих сланцах присутствует титанит в крупных аллотриоморфных зернах или же чаще в мелких зернах веретеновидной формы, ориентированных цепочками по сланцеватости пород.

В аксессуарных количествах в сланцах присутствует апатит в мелких аллотриоморфных зернах. Тончайшие трещины в породе выполнены кальцитом. Иногда кальцит выполняет промежутки между зернами амфибола.

## Г а б б р о

Макроскопически габбро представляют массивные зеленовато-серые такситовые породы. В скалистых обнажениях вблизи восточного контакта габбрового массива Сесюмбай ясно видна первичная эвтакситовая текстура габбро с очень сложными взаимоотношениями крупнокристаллических разностей. В общих чертах наблюдается следующая картина. На фоне крупнокристаллических габбро причудливыми потоками и линзовидными полосами распределены мелкокристаллические разности, а чаще меланократовые плотные породы, иногда состоящие только из роговой обманки. Таким образом, наблюдается чередование светлых лейкократовых и меланократовых полос и участков. Замерить простираение этих «полос» и «потоков» не удастся, так как картина очень сложная, и можно лишь говорить об общем северо-западном направлении СЗ 280—290°. Первичная текстура габбро осложняется более поздними явлениями катаклаза. В габбро проявляется рассланцованность, местами сгофрированность и намечается некоторая общая сланцеватость. Направление рассланцованности не совпадает с флюидалностью, вследствие чего местами трудно разобрать, чем обусловлено такситовое строение габбро.

К явлениям второго порядка следует также отнести появление среди пород мелких прожилков пренита и эпидота или цоизита.

Под микроскопом габбро представляют то крупнокристаллические (1—2 мм, реже 2—3 мм), то более мелкокристаллические (0.4—0.5 мм) породы, изредка с порфировой структурой. В них ясно видна сланцеватая текстура. Структура пород типичная габбровая, офитовые разности были встречены только в южной части массива. Породы сильно метаморфизованы, но в большинстве случаев реликты первичных минералов пироксена и плагиоклаза сохраняются.

Плагиоклаз представлен битовнитом № 77—79, и только в габбро с офитовой структурой был встречен еще более основной плагиоклаз—анортит № 92—93 (табл. 10).

В некоторых образцах плагиоклаз свеж, но чаще по нему широко развиты вторичные минералы и он замещен минералами группы эпидота, пренитом, актинолитом, хлоритом, серицитом и иногда гранатом,

В наиболее свежих образцах по плагиоклазу лишь вдоль трещин спайности наблюдается развитие мелких игольчатых кристаллов актинолита и агрегатов соссорита. Во многих образцах плагиоклаз нацело замещен скоплениями игольчатых кристаллов актинолита, чешуек хлорита и агрегатов соссорита. Часто также наблюдается пренитизация плагиоклаза. В других случаях зерна плагиоклаза замещены большими неправильными светлорозовыми зернами цоизита. Наиболее редко среди вторичных продуктов по плагиоклазу встречается серицит, обычно в мелких листочках и чешуйках. В одном образце был встречен бурый гранат, образующий по плагиоклазу скопления мало индивидуализированных зерен.

Пироксен представлен во всех образцах светлозеленым диаллагом, обладающим совершенной отдельностью по (100). В некоторых образ-

цах пироксен прорастает по спайности рудным минералом. Оптические константы пироксена следующие (табл. 10):  $2V = +53-56^\circ$ ;  $C : Ng = 38-40^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.020-0.023$ .

В офитовых разностях габбро состав пироксена несколько иной, что отражается и на его оптических свойствах:  $2V = +59^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.028$ ;  $C : Ng = 39^\circ$ .

Эта разновидность пироксена ближе отвечает диопсиду.

В большинстве случаев по пироксену широко развит процесс амфиболизации. Пироксен замещается, начиная с периферии и вдоль трещин спайности желто-зеленой роговой обманки, с плеохроизмом (Np) светло-желтый, (Nm) зеленовато-желтый и (Ng) желтовато-зеленый:  $2V = -82-86^\circ$ ;  $C : Ng = 18-20^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.017-0.020$ , реже  $0.022-0.023$ .

Таблица 10

Оптические константы минералов в габбро

№№ шлифов	Плагиоклаз							Пироксен			Амфибол			
	P : Ng	P : Nm	P : Np	B : Ng	B : Nm	B : Np	$2V$	M	$2V$	Ng - Np	C : Ng	$2V$	Ng - Np	C : Ng
1044/38	37°	63°	65°	53°	58°	53°	-76-78°	77	+53°	0.023	39°	-	-	-
1048/38	39°	63°	64°	52°	59°	53°	-76-78°	77	-	-	-	-82°	0.020	18°
1051/38	39°	64°	63°	51°	60°	52°	-80°	79	-	-	-	-86°	0.017	20°
1063/38	-	-	-	-	-	-	-	-	+56°	0.020	40°	-82°	0.017	18°
1124/38	47°	61°	57°	63°	87°	37°	-82°	93	-	-	-	-	0.023	17°
1126/38	46°	62°	57°	66°	29°	75°	-82°	92	+59°	0.028	39°	84°	0.022	13°

В некоторых шлифах роговая обманка образует в зернах пироксена как бы сетку, в других случаях он нацело замещен роговой обманкой. Кроме больших гомоосевых псевдоморфоз роговой обманки, по пироксену развивается актинолит в виде скоплений мелких призматических зерен, образующих сплошной войлок. Иногда актинолит лишь обрастает зерна пироксена с периферии, а в их центральных частях развивается светлозеленый уралит. Актинолит плеохроирует в светлозеленых тонах с углом угасания  $C : Ng = 18-19^\circ$ . Процессы актинолитизации и уралитизации пироксена сопровождаются выделением мелких зерен титанита, позднее превращенных в лейкоксен. Кроме вышеупомянутых минералов, по пироксену в некоторых образцах развиваются хлорит и кальцит.

Из второстепенных минералов, встречающихся в габбро сравнительно редко, присутствуют оливин и изумрудно-зеленая шпинель.

Оливин образует бесцветные, очень неправильные зерна с изъеденными краями, с углом оптических осей  $2V = -86^\circ$ ; из вторичных продуктов по оливину развиваются серпентин, хлорит и иддингсит. Около зерен оливина часто группируется зеленая шпинель, образующая довольно крупные аллотриоморфные выделения. В других случаях шпинель развивается на границах зерен плагиоклаза и пироксена, среди агрегатов игольчатого актинолита. В приконтактной зоне габбрового массива с варисскими гранодиоритами среди габбро широко развиты большие (2-3 мм) неправильные зерна турмалина, плеохроирующие от розоватого (Np) до буровато-зеленого (Ng). С периферии вросстки турмалина часто вдаются отдельными коррозийными языками внутрь зерен пироксена

и амфибола, реже плагиоклаза, а иногда в турмалине встречаются мелкие включения пироксена и амфибола.

На непосредственном контакте с гранодиоритами в габбро наблюдаются сильные изменения как в текстуре, так и в минералогическом составе. Текстура габбро на этих контактах сланцеватая. Главные породообразующие минералы, пироксен и плагиоклаз, перекристаллизованы. Зерна плагиоклаза — битовнита распадаются на мелкозернистый агрегат зерен и, кроме того, они замещены вторичными: актинолитом, мусковитом, соссюритом, гранатом и биотитом. Некоторые зерна плагиоклаза нацело соссюритизированы и мусковитизированы. Пироксен в породах нацело амфиболлизирован и замещен обыкновенной желто-зеленой роговой обманкой. Большие кристаллы роговой обманки перекристаллизованы и замещены скоплением мелких зерен роговой обманки и листочками биотита. Количество биотита, развивающегося по амфиболу в больших пластинчатых выделениях, значительно увеличивается при приближении к линии контакта. Биотит в свою очередь замещен хлоритом — пеннином. В довольно большом количестве в этой приконтактной разновидности габбро присутствует рудный минерал, представленный, по видимому, магнетитом и частично титаномagnetитом. Таким образом, контактовые воздействия гранодиоритовой магмы на габбро выразились в развитии биотита, а также частичной перекристаллизации породы. Сланцеватая текстура габбро, вероятно, не связана с внедрением гранодиоритов, так как явления расланцевания и катаклаза габбро довольно широко развиты в пределах всего массива. В независимости от крупности зерна, в габбро наблюдается развитие трещин, вдоль которых они рассланцованы; зерна полевых шпатов раздроблены и расщеплены по спайности, широко развиты также вторичные продукты: актинолит, пренит, эпидот, клиноцоизит, хлорит и кальцит. Все эти минералы выполняют также тонкие прожилки. Кроме раздробления отдельные участки габбро подверглись ороговикованию с частичной перекристаллизацией и распадом кристаллов плагиоклаза на мелкозернистые агрегаты зерен роговикового облика. Среди этих агрегатов часто встречаются мелкие включения амфибола и пироксена, а также игольчатые кристаллы актинолита. Иногда в этих участках порода обогащается роговиковым кварцем в мелких округлых зернах.

Наконец, встречаются совсем перекристаллизованные разности, отвечающие по текстуре и составу габбро-амфиболитам. Макроскопически эти разности выделяются линейно-сланцеватой текстурой, наиболее часто наблюдаемой в мелкокристаллических разностях.

Габбро-амфиболиты состоят из плагиоклаза, амфибола и во многих случаях кварца. Структура кристаллобластическая. Текстура сланцеватая.

Плагиоклаз образует округлые зерна с редко наблюдающейся двойниковой штриховкой и представлен альбит-олигоклазом около № 10. Из вторичных продуктов по полевому шпату развиваются актинолит, каолинит и соссюрит. Иногда плагиоклаз целиком замещен соссюритом и хлоритом. Кварц присутствует в породах в довольно большом количестве в виде ксеноморфных зерен, корродирующих выделения плагиоклаза. Угасание у кварца облачное. Амфибол представлен обыкновенной желто-зеленой роговой обманкой с плеохроизмом от светло-желтого (Np) до желто-зеленого (Nm) и (Ng). Угол угасания амфибола — C : Ng = 17°; 2V = -77°; Ng — Np = 0.022. Из вторичных продуктов по роговой обманке наблюдается развитие актинолита и хлорита. В аксессуарных количествах в мелких идиоморфных кристаллах присутствует магнетит.

Габбро-амфиболиты, так же как и габбро, несут следы катаклаза. Вдоль катаклазированных участков широко развиваются вторичные продукты: соссюрит, актинолит и хлорит.

Граниты, щелочные граниты, сиениты и диориты

В пределах змеевикового массива Итмурун — Мата-кызыл встречаются мелкие (300—600 кв. м по площади) штокообразные тела, сложенные нормальными гранитами. Особенно широко гранитные штоки развиты в западной части массива, где они приурочены к определенному направлению и вытянуты полосой согласно простиранию змеевикового массива.

Небольшие тела гранитов встречены также к северу от горы Мата-кызыл. Вокруг этих штоков наблюдается образование роговиков с щелочным пироксеном и амфиболом.

Среди штокообразных тел нормальных гранитов встречаются небольшие участки, сложенные щелочными гранитами и сиенитами, а также жилы щелочных гранитов и альбитизированных диоритов.

В габбровом массиве Сесюмбай — Итбас также встречены небольшие тела гранитов, но они и по внешнему виду, а также и по минералогическому составу и структурным особенностям, как выяснилось при детальном изучении, резко отличаются от пород массива Итмурун — Мата-кызыл.

**Г р а н и т ы.** Макроскопически граниты массива Итмурун — Мата-кызыл представлены светлосерыми и серыми кварцитовидными снейсированными породами. Некоторые их разности сильно обогащены кварцем, образующим довольно мощные прожилки. Иногда наряду с кварцем в прожилках встречается эпидот. Наиболее меланократовые разности следует уже относить к диоритам. Граниты пересечены жилами аплитов и альбитизированных диоритов. Некоторые из жил секут также вмещающие породы, т. е. змеевики. Но ввиду того, что эти гранитные интрузии в целом подверглись сильному давлению, сопровождавшемуся перекристаллизацией, в поле очень трудно выделить отдельные типы пород.

В наименее перекристаллизованных выходах сохранилась первичная порфиридная гипидиоморфнозернистая структура гранитов, и лишь распределение цветных компонентов подчеркивает ориентированную текстуру пород. В более сильно перекристаллизованных разностях чаще всего наблюдается порфирокластическая структура.

В качестве порфирокластов сохраняются отдельные зерна плагиоклаза, тогда как основная мелкозернистая масса изменена и обладает типичной роговиковой структурой. В отдельных случаях наблюдается рассланцованность и раздробленность пород вдоль извилистых трещин, совпадающих обычно со сланцеватостью. Вдоль трещин широко развиты хлорит, эпидот, кварц, а местами карбонат.

Плагиоклаз обладает наибольшим идиоморфизмом в породах и ему чаще всего принадлежат крупные порфиристые выделения. В перекристаллизованных разностях плагиоклаз часто содержит округлые включения кварца.

Первичный плагиоклаз в гранитах обладает зональным строением и представлен основным олигоклазом № 27—28, но в большинстве случаев он альбитизирован и отвечает по составу альбит-олигоклазу № 7—8. Альбитизация плагиоклаза начинается с периферии его зерен, а также вокруг включений кварца. Кроме альбита, плагиоклаз подвергается замещению: соссюритом, эпидотом, мусковитом, серицитом, хлоритом.

Чаще всего вторичные минералы замещают центральные части зерен полевого шпата, а их периферия свободна от них.

Мусковит развивается по плагиоклазу в крупных пластинчатых выделениях и листочках, часто изогнутых и расщепленных по спайности. Кроме того, мусковит иногда образует в кристаллах плагиоклаза радиально-лучистые вроски, местами напоминающие пегматитовые вроски кварца. Иногда такой веер расходитя от пластинки мусковита, которая в свою очередь изогнута и расщеплена по спайности.

Калиевый полевой шпат почти всегда представлен микроклином, иногда с резко выраженной микроклиновой решеткой, но чаще последняя заметна в небольших участках. Иногда периферическая часть зерен микроклина альбитизирована. Микроклин образует ксеноморфные выделения, цементирующие кристаллы плагиоклаза. Ортоклаз-пертит был встречен лишь в одном шлифе.

Кварц образует ксеноморфные зерна с резко выраженным облачным угасанием. В перекристаллизованных участках кварц образует мелкозернистый агрегат с зубчатыми очертаниями. Кварц корродирует выделения полевых шпатов, то в виде мелких округлых включений, то в форме языковидных проникновений вдоль двойниковых швов в кристаллах плагиоклаза.

Первичный цветной компонент во всех образцах гранитов хлоритизирован. Он был представлен, повидимому, биотитом и амфиболом. Местами сохранились мелкие включения амфибола в лейкократовых минералах. Кроме хлорита по цветному компоненту иногда развивается мусковит. Изогнутые и расщепленные по спайности пластинки и листочки хлорита и мусковита ориентированы вдоль сланцеватости пород и в виде «струек» обтекают выделения лейкократовых минералов.

Хлорит представлен пеннином. Хлоритизация цветного компонента сопровождается выделением мелких неправильных зерен титанита, замещенных лейкоксеном, и более крупных зерен эпидота.

Эпидот является одним из наиболее распространенных минералов, развивающихся в катаклазированных участках гранитов. Он образует большие идиоморфные кристаллы, плеохроирующие в лимонно-желтых тонах. Из вторичных продуктов по эпидоту развивается хлорит. Замещение начинается вдоль неправильных трещин; получается петельчатая текстура, напоминающая замещение оливина серпентином.

К группе вторичных минералов следует отнести также актинолит (?). В некоторых образцах гранита вдоль катаклазированных участков развивается игольчатый минерал, окрашенный в светлозеленый цвет. Иголки этого минерала прорастают кристаллы альбита и кварца. Повидимому, это актинолит. Из группы аксессуарных минералов в гранитах встречены апатит, рутил и рудный минерал.

Апатит образует призматические кристаллы, реже более крупные зерна. Рутил встречается в игольчатых кристаллах, включенных чаще всего в пластинки хлорита. Иголки рутила окружены в хлорите плеохроичными ореолами. Рудный минерал представлен, повидимому, магнетитом, он образует довольно крупные идиоморфные кристаллы. Кроме магнетита в некоторых образцах гранитов встречаются (0.5—1 мм) идиоморфные псевдоморфозы гематита по пириту.

Среди гранитных тел, чаще в периферической части их у контакта с вмещающими змеевиками, встречаются отдельные более меланократовые полосы, отвечающие по составу кварцевым диоритам. Последние отличаются от гранитов широким развитием цветного компонента, благодаря чему наблюдается чередование меланократовых полос, сложен-

ных амфиболом и эпидотом, с лейкократовыми линзовидными участками и полосами, состоящими из плагиоклаза, микроклина и кварца. Текстура пород резко выраженная гнейсовидная.

Плагиоклаз обычно представлен альбит-олигоклазом. Зерна его замещены серицитом и соссуритом. Среди альбит-олигоклаза встречаются реликты первичного плагиоклаза, отвечающие основному олигоклазу или андезину. Калиевый полевой шпат представлен микроклином, он обладает отчетливо выраженным решетчатым строением. Амфибол представлен зональной роговой обманкой с плеохроизмом в центральных частях в коричневато-зеленых тонах, а в краевых — в желто-зеленых. Роговая обманка замещена эпидотом и хлоритом. Эпидот содержится в породах в большом количестве и в крупных кристаллах. Кварц образует ксеноморфные зерна. Он корродирует выделения полевых шпатов и роговую обманку. Контуры зерен кварца зубчатые. Угасание облачное. В кварце часто встречаются включения плагиоклаза, амфибола или же меланократовые линзовидные участки кварцевого диорита. Повидимому, часть кварца проникла в породу позже, после ее формирования.

Из аксессуарных минералов встречаются апатит и титанит. Последний, в отличие от гранитов, является одним из наиболее распространенных аксессуарных минералов. Он образует довольно большие идиоморфные, чаще аллотриоморфные зерна с резким плеохроизмом от светлорозового до розовато-коричневого.

Щелочные сиениты и граниты. Щелочные сиениты представляют лейкократовые породы с выделениями синевато-зеленого щелочного амфибола, хорошо заметными на белом фоне массы зерен альбита.

Под микроскопом щелочные сиениты состоят из альбита. Текстура пород гнейсовидная, структура порфировидная. Крупные кристаллы альбита окружены корродирующим их мелкозернистым агрегатом того же полевого шпата. В наиболее сгнейсированных разностях целые полосы сложены этим мелкозернистым агрегатом. Цветные компоненты — щелочные пироксен и амфибол, распределены в породах неравномерно отдельными скоплениями, ориентированными по сланцеватости, и в некоторых шлифах они образуют как бы прожилки (фиг. 22). В направлении сланцеватости вытянуты также в виде цепочек дробленые и перекристаллизованные зерна апатита и титанита. В небольшом количестве в сиенитах присутствуют скопления неправильных облачно угасающих зерен кварца. Кварц корродирует выделения альбита.

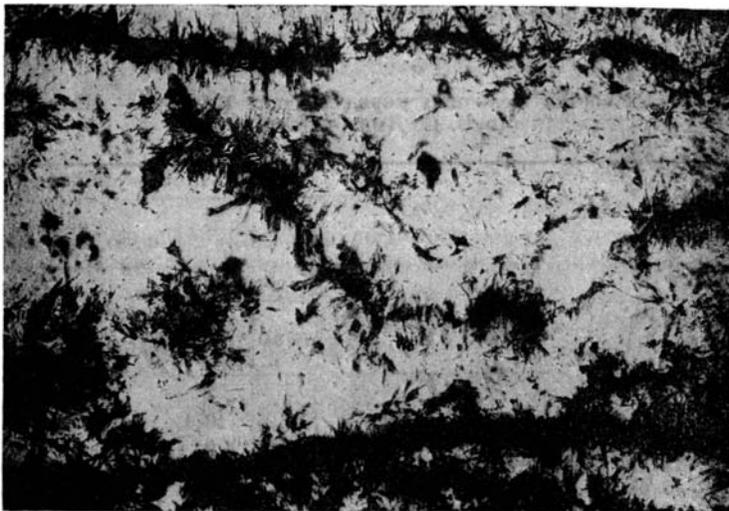
Альбит обладает волнистым угасанием. Двойниковое строение наблюдается только в крупных порфировидных его выделениях, которые корродированы мелкозернистым агрегатом. Эти же крупные выделения альбита серицитизированы и каолинизированы, в то время как мелкозернистый агрегат альбита абсолютно свеж.

Щелочной пироксен представлен эгирином, в виде призматических зерен, образующих радиально-лучистые сростки. Оптические константы эгирина следующие: он плеохроирует в ярких изумрудно-зеленых тонах. Оптически отрицателен,  $C: Ng = 2-3^\circ$ . Интерференционная окраска высокая:  $Ng - Nr = 0.050$ . К сросткам эгирина приурочены выделения бурых окислов железа. В краевых частях зёрна эгирина часто подвергаются замещению щелочным амфиболом.

Щелочной амфибол образует призматические волокнистые кристаллы, собранные в пучки. Игольчатые кристаллы амфибола прорастают кварц и альбит. Иногда амфибол образует как бы щетку кристаллов, растущих по обе стороны трещины, ориентированной по сланцеватости. Представлен

щелочной амфибол глаукофаном, плеохроирующим в лавандово-серых тонах (Np) — лавандово-серый, (Nm) серовато-зеленый и (Ng) синевато-зеленый. Угол угасания небольшой,  $C : Ng = 5-6^\circ$ . Наблюдается очень сильная дисперсия. Интерференционная окраска довольно высокая:  $Ng - Np = 0.018$ . В одном случае по глаукофану наблюдалось развитие мелких листочков биотита, плеохроирующих в красновато-коричневых тонах. В аксессуарных количествах в породе присутствуют апатит, титанит и рудный минерал.

Апатит образует большие неправильные зерна или агрегаты мелких зерен, вытянутых вдоль сланцеватости. Титанит редко встречается в крупных кристаллах, чаще образует мелкие веретеновидные зерна, ориенти-



Фиг. 22. Распределение щелочного амфибола в сиените. При одном николе. Ув. 30 раз.

рованные по сланцеватости. Рудный минерал — магнетит образует редкие, обычно большие неправильные зерна.

Тонкие трещины в породах выполнены кварцем и кальцитом. Как уже было отмечено выше, вместе с щелочными сиенитами встречаются граниты, содержащие щелочной амфибол, отчего в их окраске появляются синеватые оттенки. Щелочные граниты отличаются от нормальных присутствием щелочного амфибола, образующего пучковидные и сноповидные сростки игольчатых кристаллов. Жильные щелочные граниты имеют и структурные отличия: структура их чаще всего порфировая, причем наиболее крупные выделения принадлежат плагиоклазу. Реже в порфировых выделениях встречается кварц. Щелочной амфибол распределен в породах неравномерно, отдельными скоплениями. Наряду с амфиболом встречаются рудные выделения, по видимому гематита, в псевдоморфозах по пириту. Из аксессуарных минералов часто встречается титанит в крупных идиоморфных кристаллах, иногда дробленных на агрегат мелких зерен. Щелочной амфибол представлен, по видимому, глаукофаном; он ничем не отличается от щелочного амфибола, встречающегося в сиенитах, почему, не останавливаясь на его константах, укажем лишь, что наряду с ним в некоторых гранитах встречается и светлозеленый амфибол акти-

нолитового типа. В. С. Дмитриевский приводит два анализа щелочных пород для массива Итмурун—Мата-кызыл. Один анализ № 74 отвечает типичному щелочному граниту, другой же анализ соответствует скорее щелочному сиениту. К сожалению, автор не приводит петрографического описания пород, отданных на анализ, называя их просто плагиогранитами. Поэтому не совсем ясно, к каким собственно разновидностям гранитов эти анализы относятся. Во всяком случае нормальные граниты, содержащие калиевый полевой шпат, едва ли были проанализированы, так как в обоих анализах наблюдается очень высокое содержание  $\text{Na}_2\text{O}$  при ничтожном содержании  $\text{K}_2\text{O}$ .

Приводим анализы из работы В. С. Дмитриевского и сделанные наши пересчеты этих анализов для общей характеристики щелочных интрузий массива Итмурун—Мата-кызыл (табл. 11).

Таблица 11

Химический состав щелочных пород массива Итмурун — Мата-кызыл  
(по В. С. Дмитриевскому)

Компоненты	Обр. № 64		Обр. № 74		Пересчет анализов					
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	по методу А. Н. Заварицкого		по методу Ф. Ю. Левинсон-Лессинга			
					образец		коэффициенты	образец		
					№ 64	№ 74		№ 64	№ 74	
$\text{SiO}_2$ . . . .	62.41	1.040	71.71	1.195	a	16.6	16.1	$\overline{\text{RO}}$	1.4	1.1
$\text{TiO}_2$ . . . .	0.22	0.003	0.11	0.001	c	1.2	0	$\text{R}_2\text{O}_3$	1	1
$\text{Al}_2\text{O}_3$ . . . .	14.41	0.141	12.57	0.124	b	11.9	5.8	$\text{SiO}_2$	6.0	8.1
$\text{Fe}_2\text{O}_3$ . . . .	5.64	0.035	3.68	0.023	s	70.2	77.9	$\alpha$	2.6	3.6
$\text{MnO}$ . . . .	0.06	0.001	0.102	0.001	Q	+6.1	+23.8	$\text{R}_2\text{O} : \text{RO}$	1 : 1	3 : 1
$\text{MgO}$ . . . .	2.84	0.070	0.72	0.018	t	0.3	0.1	$\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$	1 : 7.2	1 : 6.3
$\text{CaO}$ . . . .	3.01	0.054	1.25	0.022	n	87.8	87.0			
$\text{BaO}$ . . . .	0.001	—	0.011	—	f'	40.1	52.8			
$\text{Na}_2\text{O}$ . . . .	6.72	0.108	6.73	0.108	m'	39.5	20.2			
$\text{K}_2\text{O}$ . . . .	1.45	0.015	1.59	0.017	c'	20.3	24.7			
$\text{P}_2\text{O}_5$ . . . .	0.004	—	0.007	—	n'	—	2.2			
$\text{SO}_3$ . . . .	0.005	—	0.004	—						
$\text{H}_2\text{O}$ (110°)	0.06	0.003	0.08	0.004						
П. п. п.	3.27	0.199	1.32	0.079						
Сумма	100.10	—	99.88	—	—	—	—	—	—	—

Как видно из вышеприведенных пересчетов, обр. № 74 отвечает типичному щелочному граниту, как по классификации А. Н. Заварицкого, так и Ф. Ю. Левинсон-Лессинга. Что же касается обр. № 64, то он ближе всего стоит к группе щелочных сиенитов. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг дает для среднего типа щелочных сиенитов следующую формулу:

$$1.5 \text{ RO} : \text{R}_2\text{O}_3 : 5.75 \text{ SiO}_2; \alpha = 2.55;$$

$$\text{R}_2\text{O} : \text{RO} = 1.5 : 1.$$

Проанализированный образец отличается лишь несколько повышенным содержанием щелочных земель, так как количество щелочей собственно в обоих образцах одинаково.

Альбитизированные диориты. Среди жильных пород, кроме аплитовидных щелочных гранитов, встречаются также альбитизированные диориты. Макроскопически это лейкократовые породы, мало чем отличающиеся от гранитов.

Эти породы характеризуются крупнозернистым строением и гипидиоморфнозернистыми структурами и состоят из больших выделений плагиоклаза, промежутки между которыми выполнены скоплением розеток хлорита и крупными неправильными зернами кальцита. В некоторых образцах наблюдаются следы давления, выразившиеся в развитии на границах крупных зерен плагиоклаза мелкозернистых агрегатов альбита с зубчатыми очертаниями. Текстура пород гнейсовидная.

Плагиоклаз представлен серицитизированным альбитом № 7—8, по которому местами развиваются крупные листочки мусковита. Если считать, что кальцит в породе появился в результате альбитизации плагиоклаза, то первичный плагиоклаз должен был обладать достаточно основным составом. Первичный цветной компонент нацело хлоритизирован или иногда подвергается замещению вторичной слюдкой, плеохроирующей в коричневато-зеленых тонах. Хлорит-пеннин образует сплошные скопления мелких розеток.

Хлоритизация цветного компонента сопровождается выделением мелких зерен титанита, замещающихся лейкоксомом. Титанит образует скопления кристаллов. Он довольно интенсивно плеохроирует от бесцветного до розовато-коричневого. Кроме титанита из акцессорных минералов присутствуют апатит и рутил. Апатит образует скопления мелких призматических кристаллов. Микролиты апатита прорастают кристаллы плагиоклаза. Рутил образует игольчатые кристаллы, включенные в хлорит и окруженные плеохроичными ореолами.

### Контактные роговики с щелочным амфиболом

Как уже было указано выше, к северу от горы Мата-кызыл вокруг небольших штоков нормальных гранитов развиты роговики с щелочным амфиболом.

Макроскопически это зеленовато-серые плотные породы с розоватыми пятнами. Под микроскопом в роговиках, состоящих из кварца и щелочного амфибола, в небольшом количестве присутствует эгирин. Структура пород типичная роговиковая. Размеры зерен кварца колеблются от сотых долей миллиметра до 0.2—0.4 мм. Кварц обладает зубчатыми контурами, резко выраженным облачным угасанием и прорастает игольчатыми кристаллами щелочного амфибола и мелкими идиоморфными включениями магнетита.

Эгирин и щелочной амфибол распределены в роговиках неравномерно, в отдельных скоплениях (фиг. 23). Эгирин образует таблитчатые зерна, обрастающие с периферии игольчатым щелочным амфиболом. Эгирин плеохроирует от желтого (Ng) до травянисто-зеленого (Np). Угол угасания эгирина  $C : Np = 2^\circ$ . Интерференционная окраска эгирина высокая:  $Ng - Np = 0.040$ .

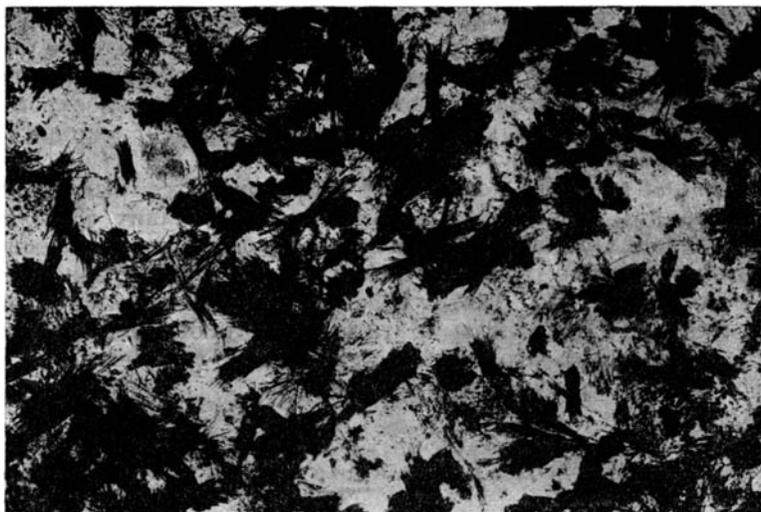
Щелочной амфибол представлен глаукофаном с плеохроизмом (Np) светложелтый, (Nm) темнозеленый и (Ng) синие, или индигово-зеленый. Величина двупреклонения довольно высокая — желто-фиолетовые тона 2-го порядка. Наблюдается очень сильная дисперсия. Иногда роговики обогащены магнетитом, который образует не только крупные выделения, но и мелкие кристаллы и тончайшую рудную пыль. Благодаря избира-

тельному прорастанию кварца магнетитом в породе иногда при одном никеле получается своеобразная сетчатая структура.

### Плагиограниты массива Итбас — Сесюмбай

В пределах габбрового массива Итбас—Сесюмбай встречены небольшие выходы плагиогранитов, по внешнему виду ничем не отличающихся от плагиогранитов, развитых в пределах Тектурмасского пояса.

Под микроскопом плагиограниты представляют крупнозернистые порфиридные породы, обладающие гипидиоморфной зернистой структурой.



Фиг. 23. Структура контактового роговика с нучковидными сростками щелочного амфибола. При одном никеле. Ув. 30 раз.

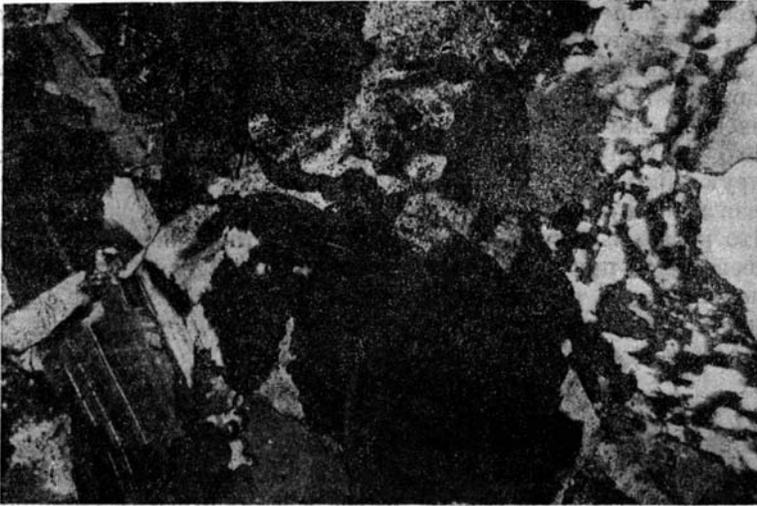
Идиоморфные кристаллы плагиоклаза сцементированы кварцем, который вместе с тем их корродирует. Краевые части выделений плагиоклаза, а иногда и зерна целиком находятся в пегматитовом прорастании с кварцем (фиг. 24).

Плагиоклаз представлен альбит-олигоклазом. Выделения его частично замещены эпидотом, серицитом и хлоритом. Цветной компонент представлен обыкновенной роговой обманкой с плеохроизмом в желто-зеленых тонах. Из вторичных продуктов по роговой обманке развиваются актинолит, эпидот, титанит и хлорит. Актинолит распространен в породах довольно широко и образует сростки мелких игольчатых кристаллов. Из вторичных минералов следует указать наличие скоплений больших зерен эпидота. В аксессуарных количествах в породе присутствуют апатит и титаномагнетит.

Часто породы катаклазированы и вдоль катаклазированных участков развиваются эпидот, вторичный шахматный альбит и карбонат. Породы пересечены ветвящимися прожилками эпидота. Прожилки имеют неправильную форму, они ветвятся, часто раздуваются и снова утоняются. В отдельных линзовидных участках кроме эпидота содержатся альбит и кварц в виде мелкозернистого агрегата с роговиковой структурой.

В ходе формирования ультраосновных и основных массивов Балхашского змеевикового пояса есть много общих черт с процессом образования аналогичных интрузий в пределах Тектурмасского пояса. Например, в составе массива Итбас — Сесюмбай развиты те же типы пород, что и в Тектурмасском змеевиковом поясе. В целом история развития интрузивного комплекса в пределах Балхашского пояса представляется в следующем виде:

1) С первым этапом интрузивного процесса, очевидно, следует связывать появление крупных перидотитовых тел, после которых последовало внедрение габбро. О более позднем вторжении габбро свидетельствуют



Фиг. 24. Структура плагиогранита. Николи  $\times$ . Ув. 30 раз.

штокообразные тела габбро-амфиболитов среди змеевиков на массиве Итбас — Сесюмбай. Интересно, что интрузии габбро не следовали путями подъема перидотитовой магмы, а избрали в большинстве случаев самостоятельные пути.

2) С постмагматической фазой этого интрузивного процесса связано озмеевикоание перидотитовых массивов.

3) С последующей гидротермальной фазой этого процесса, повидимому, связаны перекристаллизация нормальных змеевиков с преобразованием их в пикролитовые разности и переотложение вынесенного растворами никеля в виде очень неравномерной мелкой вкрапленности сульфидов.

4) В течение всех этих процессов несомненно большую роль играли динамометаморфические факторы, вызвавшие, с одной стороны, образование габбро-амфиболитов и змеевиковых сланцев, а, с другой, рассланцевание змеевиковых и габбровых массивов, что, возможно, облегчило проникновение гидротермальных растворов, вызвавших автометаморфическое изменение змеевиков (массив Итмурун — Мата-кызыл).

5) В пределах Балхашского пояса формирование интрузивного комплекса, так же как и в двух вышеописанных поясах, заканчивается внедрением кислых дифференциатов — плагиогранитов, щелочных гранитов и сие-

нитов. При этом, в отличие от массива Итбас—Сесюмбай, где встречены характерные для змеевиковых поясов плагиограниты, в массиве Итмурун—Мата-кызыл кислые интрузии представлены нормальными гранитами и затем щелочными сиенитами и гранитами. Интересно, что как те, так и другие образуют ряд линейно вытянутых штокообразных тел. Полосы эти ориентированы параллельно простиранию змеевикового пояса, а также и вмещающих пород. Нормальные граниты, вероятно, являются производными того же магматического очага. Что же касается щелочных пород, то образование их, вероятно, связано с гидротермальной фазой автометаморфического процесса, и они образовались за счет метасоматического замещения частично нормальных гранитов, а частично за счет вмещающих пород (контактные роговики). Процесс этот близок к процессу, который описывает J. Gilluly (1933) и который разобран нами при описании плагиогранитов Тектурмасского змеевикового пояса, так что в Балхашском поясе мы имеем еще один факт, подтверждающий наличие гидротермальных растворов, богатых  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{SiO}_2$ , которые поступают вдоль катаклазированных зон и характеризуют последнюю фазу магматической жизни данного очага.

6) Возраст всего комплекса пород нижнесилурийский, так как они интрузируют яшмо-порфиритовую свиту нижнего силура и на них с угловым несогласием ложится песчано-сланцевая толща верхнего силура.

7) Что касается формы интрузивных тел, то, повидимому, в Балхашском змеевиковом поясе габбро и перидотиты образуют крупные пластовые тела, внедрившиеся, как и в двух других поясах, по границе двух свит — эффузивной и яшмо-кварцитовой уртынджалского комплекса.

#### 4. Чуилийский змеевиковый пояс

Чуилийский пояс протягивается в виде узкой полосы вдоль северной границы степи Саксаул-дада, на расстояние более 200 км, через горы Джелтау и Майджарлыган в ур. Джамбыл. В пределах этого змеевикового пояса известен ряд больших габбро-перидотитовых массивов. Во время кратковременной экскурсии в Голодную степь летом 1939 г. нам удалось посетить лишь два из них: это Андасайский ультраосновной массив и габбровый массив в западной части гор Майджарлыган. Первые сведения о ультраосновных и основных интрузиях Чуилийского змеевикового пояса мы находим в работе Д. И. Яковлева (1941). Начиная с 1930 г., на Андасайском массиве М. П. Русаковым и М. М. Юдичевым (1936) был проведен ряд детальных съемочных и разведочных работ и Г. Л. Падалкой была составлена детальная геологическая карта. К сожалению, несмотря на тщательные поиски в центральных, а также алмаатинских и семипалатинских фондах, отчеты по этим работам нами не были найдены. Из всех работ по этому району нам удалось ознакомиться лишь с краткой работой М. П. Русакова и М. М. Юдичева, написанной ими для СОПС в 1936 г. Но так как в ней отсутствует геологическая карта, то в большей части изложенного материала разобраться очень трудно.

#### Геологический очерк

Массивы ультраосновных и основных пород Чуилийских гор приурочены к гористой гряде, вытянутой в северо-западном направлении  $300—310^\circ$  на расстоянии около 150 км от гор Майджарлыган до ур. Андас-сай. Горы Майджарлыган представляют высокие, изрезанные крупными логгами горы (относительная высота 500—600 м), распадающиеся на ряд разоб-

щенных поперечными долинами горных групп. С юга они окаймлены плоской равниной степи Саксаул-дала. В отличие от других змеевиковых поясов, в Чулийском поясе габбро и озмеевикованные перидотиты и пироксениты занимают в рельефе повышенные участки. Они слагают высокие гряды, расположенные полосой вдоль северной окраины наиболее высокого хребта гор Майджарлыган. Горы Майджарлыган сложены свитой, распадающейся, по данным А. А. Богданова (Архангельская и др., 1948), на две толщи: толщу песчаников и эффузивно-сланцевую толщу. По А. А. Богданову, более древней толщей является толща песчаников; Д. И. Яковлев же, при том же самом делении этого комплекса, свиту песчаников считает более молодой, чем эффузивно-сланцевую свиту. По поводу возраста всей свиты в целом оба автора придерживаются одной точки зрения, а именно, что возраст ее кембро-силурийский. При этом А. А. Богданов отмечает большое сходство пород, слагающих эффузивно-сланцевую свиту, с нижними горизонтами уртынджальского комплекса ( $S_1$ ) более северных и северо-восточных частей северо-восточного Казахстана.

Ультраосновные и основные интрузии слагают в горах Майджарлыган крупные тела, вытянутые по простиранию вмещающей их эффузивно-сланцевой свиты.

В структурном отношении эта полоса, сложенная эффузивно-сланцевой свитой кембро-силура, представляет крутое антиклинальное поднятие, в своде которого и обнажены интрузии основных и ультраосновных пород.

Восточный массив в горах Майджарлыган сложен преимущественно габбро и габбро-амфиболитами. В подчиненном количестве встречаются озмеевикованные перидотиты и пироксениты. Габбро и габбро-амфиболиты образуют серию пластовых тел, перемежающихся с рассланцованными и метаморфизованными диабазами, туфо-песчаниками и песчаниками, принадлежащими к метаморфической свите. Габбро представлены как меланократовыми, так и лейкократовыми разновидностями, структурные признаки которых весьма неустойчивы: крупнозернистые разновидности быстро сменяются мелкозернистыми, которые в свою очередь переходят в габбро-пегматиты; все эти смены пород происходят на очень коротких расстояниях. Неоднородность габбрового массива еще усложняется динамическими явлениями, вызвавшими появление в породах сланцеватости и превратившими их в габбро-амфиболиты. Пироксениты и перидотиты образуют сравнительно небольшие тела, внедрившиеся, по видимому, раньше габбро, так как последние прорывают их в виде мелких штокообразных тел. В большинстве случаев пироксенитовые и перидотитовые массивы (особенно последние) нацело озмеевикованы и превращены в плотные темнозеленые змеевики с эмалевидными поверхностями зеркал скольжения. Иногда образуются змеевиковые сланцы. Среди змеевиков встречены маломощные линзовидные (1—1.5 м) тела пироксен-гранатовых пород, образовавшихся, очевидно, в результате изменения каких-то жильных габброидов, как это имело место в горах Тектурмас.

Западный массив в ур. Андас-сай захвачен нашими исследованиями лишь в его восточной части, где широко развиты пироксениты, местами превращенные в змеевики. Ближе к центральному частям массива были встречены полосчатые пироксенито-перидотитовые породы. Отдельные его центральные участки сложены только озмеевикованными перидотитами. Среди пироксенитов встречены маломощные (25—30 мм) прожилки, а также более крупные тела сланцеватых пород, состоящих исключительно из амфибола.

По данным М. П. Русакова и М. М. Юдичева, Андассайский массив имеет концентрическое строение с центральным ядром, сложенным дунитами. Весь массив в целом имеет продолговатую форму, вытянутую в северо-западном направлении. Длина массива 18 км, ширина в средней части 2.5 км. Общая площадь дунитового массива 16 кв. км. С севера к дунитам прилегает полоса пироксенито-перидотитовых пород, окаймляющая массив на всем протяжении за исключением северо-восточной части, где эта полоса выклинивается. Севернее пироксенитов и перидотитов залегает сплошной пояс габбро. С южной стороны дунитового ядра полоса перидотито-пироксенитовых пород отсутствует, и габбро непосредственно соприкасается с дунитами. Как с севера, так и с юга, по данным М. П. Русакова и М. М. Юдичева, на границе массива и вмещающих осадочных толщ проходит зона смятия, к которой приурочено большое количество кварцевых жил.

Несмотря на то, что наши исследования носили характер кратковременной экскурсии и нами была посещена лишь восточная часть Андассайского массива, мы все же принуждены в некоторых вопросах не согласиться с М. П. Русаковым и М. М. Юдичевым. Они указали, что вокруг всего дунитового массива наблюдается оторочка габбро мощностью 100—200 м, — в восточной части массива нами габбро встречено не было, и лишь вблизи северного контакта массива среди пироксенитов и перидотитов были обнаружены выходы небольших тел рассланцованных мелкозернистых габбро, катаклазированных кварцевых диоритов, плагиогранитов и, наконец, гнейсовидных гранитов. Эти тела вытянуты в направлении, согласном с общим простираем пород. Возможно, что М. П. Русаков и М. М. Юдичев как раз вдоль этой полосы и прослеживают зону смятия с большим количеством кварцевых жил.

Несмотря на тщательное изучение как северного, так и южного контактов интрузии, нам не удалось констатировать каких-либо нарушений. Наконец, на основании имеющегося в нашем распоряжении материала, состав центральных частей интрузии ближе отвечает перидотитам, чем дунитам. Более детально на этом последнем вопросе мы остановимся при петрографическом описании пород.

На размытой поверхности эффузивно-сланцевой свиты и основных интрузивных пород гор Майджарлыган трансгрессивно залегает мощная зеленая песчано-сланцевая свита. В основании ее вдоль контакта, у подножия северного склона гор Джамбыл проходит горизонт базальных конгломератов, мощностью в 30—40 м. Они состоят из крупной (до 50—60 см) гальки интрузивных и осадочных пород. Здесь часто встречаются: обломки микроклин-пертитовых гранитов, плагиогранитов, гранитов с письменной структурой, диоритов, гранодиоритов, габбро и разнообразных жильных пород. В таких конгломератах Д. И. Яковлеву удалось найти крупную глыбу (размером в 30 см) змеевика с прожилками асбеста. В гальке также часто встречаются: обломки яшмо-кварцитов, тождественных с яшмо-кварцитами эффузивно-сланцевой свиты, кварцевых, аркозовых, полимиктовых, иногда конгломератовидных песчаников, сильно измененных основных эффузивов, кремнистых сланцев и других пород. По простираению этот горизонт конгломератов прослеживается более чем на 10 км.

Выше располагается мощная свита сланцев и песчаников. По данным Д. И. Яковлева,<sup>1</sup> в этой свите в районе рудника Турлубай была найдена фауна карадока. А. А. Богданов (Архангельская и др., 1940), основны-

<sup>1</sup> Устное сообщение Д. И. Яковлева.

ваясь на фауне, найденной в районе Чингельды-сая, считает, что верхняя значительная часть этой свиты может иметь уже и верхнесилурийский возраст.

Следовательно, верхний предел возраста ультраосновных и основных интрузий в Чулийских горах устанавливается точно наличием гальки габбро и змеевиков в конгломератах карадока.

### Петрографический очерк

#### Озмеевикованные перидотиты и пироксениты

Ультраосновные породы широко представлены в ур. Андас-сай, в пределах же массива в горах Майджарлыган они слагают лишь небольшие тела. В восточной части Андассайского массива развиты преимущественно пироксениты, среди которых часто встречаются довольно крупные штоки, а также маломощные (25—30 см) прожилки сланцеватых горнблендитов.

Пироксениты представляют темнозеленые массивные породы с отдельными крупными порфиридовидными выделениями пироксена. Часто на поверхности выходов пироксенитов наблюдается бурая корка выветривания.

Под микроскопом пироксениты мелкозернистые (0.5—1 мм) породы, состоящие из моноклинного и ромбического пироксенов. Последний образует более крупные (1—2 мм) порфирировые выделения.

Моноклинный пироксен представлен бесцветным диаллагом, обладающим хорошей отдельностью по (100). Оптические константы диаллага:  $2V = +54^\circ$ ;  $C : Ng = 39-41^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.027-0.030$ .

Ромбический пироксен представлен гиперстеном светлорозовым, обладающим довольно интенсивным плеохроизмом от бесцветного до розового.  $2V = -78-80^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.011-0.012$ , что отвечает минералу с содержанием 22 мол. %  $FeSiO_3$ .

Из рудных минералов в пироксенитах встречаются магнетит и пирит. Последний образует мелкие (0.1—0.2 мм) ксеноморфные выделения, окруженные каймой гидроокислов железа.

В пироксенитах часто наблюдается серпентинизация. По пироксену развивается игольчатый серпентин пикролитового типа. Среди серпентинизированных участков часто присутствует хлорит-пеннин, образующий скопления мелких желтовато-зеленых листочков и чешуек.

Кристаллы гиперстена часто пересечены извилистыми трещинами, вдоль которых развиваются тальк, вторичная слюдка и тремолит. Тремолит иногда замещает также и краевые части зерен гиперстена.

Кроме вышеупомянутых минералов по диаллагу иногда развивается желто-зеленая роговая обманка с углом угасания  $C : Ng = 17-18^\circ$ . Как видно из вышеприведенного описания, пироксениты Андассайского массива отвечают по составу вебстеритам. Изредка встречаются также и диаллагиты.

Горнблендиты, образующие штоки и жилы среди пироксенитов, представляют собою черные сланцеватые крупнокристаллические породы. Под микроскопом они состоят исключительно из больших (1.5—2 мм) призматических зерен роговой обманки. В отдельных порфиридовидных разностях кристаллы роговой обманки достигают 4—5 мм. Роговая обманка плеохроирует в светлых желто-зеленых тонах. Угол угасания  $C : Ng = 17^\circ$ ;  $2V = -78-82^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.022-0.023$ . По границе

кристаллов роговой обманки местами развивается биотит, плеохроирующий в красновато-желтых тонах.

Характерной особенностью горнблендитов является постоянное присутствие в них сульфидов в форме мелких ксеноморфных зерен. Кроме сульфидов в небольшом количестве встречаются зерна магнетита.

Центральные части Андассайского массива сложены преимущественно ультраосновными породами, среди которых встречаются также стратифицированные разности перидотитов. В большинстве случаев эти породы в той или иной степени серпентинизированы. Змеевики рассланцованы, обладают темнозеленой окраской, порфиroidным строением и петельчатой текстурой.

Порфиновые выделения представлены крупными пластинками бастита в гомоосевых псевдоморфозах по ромбическому пироксену. Вдоль рассланцованных зон развивается волокнистый хризотил. В большом количестве в змеевиках присутствует магнетит в мелких зернах, образующих скопления вдоль шнуров хризотила.

Из реликтовых минералов в змеевиках Андассайского массива встречаются оливин, гиперстен и диаллаг в разных количественных соотношениях. В одних разностях преобладает оливин и в очень небольшом количестве встречается гиперстен; в других оливин занимает подчиненное положение и среди пироксенов преобладает диаллаг.

Наконец, в стратифицированных породах наблюдается чередование полос пироксенитового и перидотитового состава. Последние сложены преимущественно оливином с примесью ромбического пироксена. Пироксенитовые же полосы состоят почти исключительно из диаллага, а оливин и ромбический пироксен встречаются в ничтожных количествах.

Оливин образует довольно крупные (0.2—0.5 мм) аллотриоморфные зерна, замещающиеся серпентином с петельчатой текстурой. По оптическим константам ( $2V = +84-88^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.036$ ) минерал отвечает почти чистому форстериту. Диаллаг окрашен в светлозеленый цвет ( $2V = +52^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.026$ ;  $C : Ng = 39^\circ$ ). Минерал замещается тремолитом, серпентином и хлоритом.

Гиперстен обладает теми же оптическими свойствами, что и в пироксенитах. В довольно большом количестве в перидотитах присутствует магнетит в мелких кристаллах, а также в более крупных ксеноморфных зернах. Сульфиды в озмеевикованных породах встречены не были.

Как видно из приведенной выше характеристики, данные породы отвечают по составу перидотитам, причем среди них можно выделить гарцбургиты и лерцолиты.

Дуниты на всей обследованной площади (около 7—10 кв. км) Андассайского массива нами встречены не были и если они действительно развиты в центральных частях массива, то не имеют такого регионального распространения, как это вытекает из данных М. П. Русакова и М. М. Юдичева.

Среди массива габбро в горах Майджарлыган ультраосновные породы слагают лишь небольшие тела и представлены исключительно змеевиками с очень небольшим количеством реликтов первичных минералов. Макроскопически это темнозеленые плотные породы с крупными порфиrowыми выделениями пироксена или бастита. Часто встречаются рассланцованные разности. Местами вдоль наиболее рассланцованных зон змеевики превращены в тальково-тремолитовые сланцы.

Под микроскопом змеевики обладают петельчатой текстурой. Из реликтовых минералов присутствуют крупные кристаллы диаллага с ярко

выраженной отдельностью по (100). Диаллаг замещается изотропным серпентином-серпофитом.

Диаллаг окрашен в светлозеленый цвет ( $2V = +54^\circ$ ;  $C : Ng = 40$ ;  $Ng - Np = 0.023$ ). В некоторых случаях диаллаг прорастает по спайности рудным минералом. Кроме серпентина по диаллагу развиваются тремолит и антофиллит. Оба эти минерала образуют кристаллы диаллага с периферии в виде длинных игольчатых кристаллов.

Антофиллит слабо плеохроирует в зеленовато-коричневых тонах. Угасание прямое не на всех разрезах. Встречаются углы угасания до  $10^\circ$ ;  $2V = +80^\circ$ ,  $Ng - Np = 0.017$ . Кристаллы антофиллита в свою очередь замещаются с периферии тремолитом. Тремолит бесцветен, оптические константы его:  $2V = -78^\circ$ ;  $C : Ng = 16^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.026$ . Кроме диаллага, возможно, присутствовал и ромбический пироксен, о чем свидетельствует широкое развитие крупных пластинок бастита, образующих групповые скопления.

Во всех разновидностях змеевиков в том или ином количестве присутствует хромшпинелид в крупных, часто идиоморфных кристаллах. Хромшпинелид просвечивает красным цветом. Вдоль трещин, а также вокруг зерен развиваются каймы магнетита.

Кроме хромшпинелида в змеевиках в относительно большом количестве встречаются сульфиды. Они образуют мелкие вкрапления, часто в сростании с магнетитом. В шлифе № 793/39 удалось наблюдать, как сульфид проникает вдоль волоконца серпентина, что свидетельствует о его более позднем образовании.

Наряду с сульфидами в очень небольшом количестве присутствует и магнетит. Лишь в отдельных случаях магнетит образует шнуры из мелких идиоморфных кристаллов.

Вероятнее всего, что первичный состав ультраосновных пород массива Майджарлыган отвечал пироксенитам, именно вебстеритам. Действительно, ни в одном случае реликты оливина нами встречены не были, а состав змеевиков: наличие бастита, тремолита, антофиллита и отсутствие магнетита, говорит скорее за пироксенитовый, а не за перидотитовый первичный состав.

Таким образом, и в горах Майджарлыган, и в ур. Андас-сай сульфидное оруденение связано с пироксенитовой магмой, и самыми обогащенными сульфидными породами являются горнблендиты, слагающие штоки и жилы среди пироксенитов перидотитового массива Андас-сай.

## Габбро и габбро-амфиболиты

Как уже указывалось, габбро и габбро-амфиболиты широко развиты в западной части гор Майджарлыган. Они слагают ряд крупных пластовых тел. Вмещающие породы представлены рассланцованными эффузивами, туфами и зелеными сланцами. Уже при полевых исследованиях ясно бросалось в глаза, что габбровый массив был подвержен сильно проявленным динамическим изменениям. В большинстве случаев в габбро наблюдается сланцеватая текстура. Кроме того, габбро рассечено сетью тонких прожилков, а также и более крупных жил, выполненных прени-том, эпидотом, цоизитом, кварцем и т. д. Но всё же среди этих рассланцованных разностей можно выделить более массивные, чаще всего мелкозернистые габбро.

Габбровый массив отличается неоднородностью своего строения, почему на очень небольшом участке можно встретить все разности

габбро от крупно- до мелкозернистых, иногда с порфировой структурой.

Мелкозернистые разности чаще всего встречаются в виде жильных или штокообразных тел. Почти все породы обладают резко выраженной сланцеватой текстурой и несут следы явной перекристаллизации, в результате которой первоначально крупнокристаллические породы превращаются в мелкозернистые сланцеватые породы с кристаллобластическими структурами. В большинстве просмотренных нами шлифов мы имеем все переходные разности от крупнозернистых пород с раздробленными зернами плагиоклаза и амфибола до мелкозернистого роговикового агрегата, состоящего из альбита и амфибола. При этом ясно видно, как отдельные большие кристаллы альбитизированного плагиоклаза распались на агрегат мелких округлых зерен альбита, а на месте амфибола появились скопления мелких призматических кристаллов амфибола того же состава.

Плагиоклаз габбро-амфиболитов представлен вторичным альбитом № 4—5. Его крупные выделения всегда раздроблены, расщеплены по спайности, и часто отдельные участки зерен смещены одни относительно других. Угасание у альбита облачное. Альбит часто нацело замещен прениитом, эпидотом, цоизитом и иногда в небольшом количестве развивается гранат. Особенно широко вторичные минералы развиты вдоль катаклазированных участков.

В перекристаллизованных участках альбит абсолютно свеж, образует мелкие округлые зерна, переполненные большим количеством включений игольчатых кристаллов роговой обманки и актинолита.

Амфибол представлен обыкновенной желто-зеленой роговой обманкой с  $2V = -75^\circ$ ;  $C : Ng = 17^\circ$ ;  $Ng - Np = 0.023$ .

Большие кристаллы роговой обманки, уцелевшие от замещения, обладают резко выраженным мозаичным угасанием. В перекристаллизованных участках роговая обманка иногда образует лапчатые выделения с пойкилитовой структурой, включения альбита мелкие, округлой формы. Из вторичных продуктов по роговой обманке в незначительном количестве развивается актинолит. Среди роговой обманки часто встречаются веретеновидные зерна лейкоксенизированного титанита, вытянутые цепочкой.

В некоторых габбро-амфиболитах в рассланцованных участках появляется кварц. Он образует агрегат зерен с зубчатыми очертаниями и с резко выраженным облачным угасанием. Кварц корродирует выделения плагиоклаза и амфибола. Довольно мощные прожилки в породе выполнены прениитом и эпидотом. Как видно из всего вышеизложенного, преобразование габбро в габбро-амфиболиты происходило, главным образом, в обстановке динамометаморфизма.

Минералы фации зеленых сланцев, характеризующейся развитием волокнистых уралита, актинолита и т. д., проявлены в габбро-амфиболитах довольно слабо.

Несколько обособленное положение среди габброидных пород занимают мелкокристаллические разности габбро, слагающие среди габбро-амфиболитов штокообразные и жильные тела. Под микроскопом они часто обладают порфировым строением и офитовой структурой и состоят из лейст плагиоклаза, сцементированных цветным компонентом. Последний нацело замещен скоплениями мелких зерен желто-зеленой роговой обманки, которая в свою очередь замещена хлоритом-пеннином. Хлоритизация сопровождается выделением мелких зерен титанита. Плагиоклаз представлен альбитом, но в большинстве случаев плагиоклаз нацело

замещен скоплениями игольчатых кристаллов актинолита, зерен эпидота, агрегата соссюрита и листочков хлорита.

Из второстепенных минералов в породах часто присутствует титаномагнетит в зернах, обладающих скелетной формой.

В пределах Андассайского массива, как уже было отмечено выше, габбро нами встречено не было, за исключением небольших выходов в северной части массива. В этих выходах наблюдаются рассланцованные мелкокристаллические габбро, которые по минералогическому составу и структурам ничем не отличаются от описанных выше разновидностей.

### Гранатизированные породы

Среди змеевиков в Андассайском массиве, а также и в горах Майджарлыган встречены маломощные (0.5—1 м) жилы и линзы светлых белых или серых плотных пород. Под микроскопом они состоят в большинстве случаев из граната и пироксена. В отдельных участках удается наблюдать реликтовую офитовую структуру. Основная масса граната в мало индивидуализированных зернах замещает первичный плагиоклаз; но частично гранат развивается и по пироксену.

Кроме граната в породах в большом количестве присутствует хлорит-пеннин, образующий скопления листочков.

Гранат окрашен в розовато-желтый цвет. Оптически изотропен. Пироксен представлен диаллагом с углом угасания  $C : Ng = 40^\circ$ . В небольшом количестве в породах присутствует титаномагнетит. Он образует мелкие ксеноморфные зерна, окруженные оторочкой лейкоксена.

Аналогичные гранатизированные породы были встречены нами в пределах других змеевиковых поясов, в частности они широко развиты среди массивов гор Тектурмас. Несомненно, что эти породы представляют метаморфические образования, развившиеся за счет жильных габбро-диабазов или других габброидов.

### Плагиограниты и кварцевые диориты

Среди пироксенито-перидотитового массива ур. Андас-сай вблизи его северного контакта была обнаружена серия мелких тел, сложенных гнейсовидными и катаклазированными породами. Наиболее лейкократовые разновидности по составу отвечают гранитам или плагиогранитам, более же меланократовые разновидности — кварцевым диоритам. Небольшой выход кварцевого диорита был обнаружен нами также среди массива габбро в горах Майджарлыган. Под микроскопом плагиограниты и кварцевые диориты отличаются друг от друга только количественными соотношениями минералов, тогда как минералогический состав их один и тот же. Они представляют сильно катаклазированные, довольно крупнозернистые породы, состоящие из кварца и плагиоклаза. Структура пород гипидиоморфнозернистая. В пределах катаклазированных участков широким развитием пользуются эпидот, хлорит и кальцит. Текстура пород гнейсовидная.

Плагиоклаз представлен альбитом или альбит-олигоклазом. В кварцевых диоритах первичный плагиоклаз, повидимому, обладал более основным составом. Из вторичных продуктов по плагиоклазу развиваются эпидот, серицит и карбонат. Зерна плагиоклаза раздроблены и расщеплены вдоль спайности. Трещины выполнены кварцем.

Кварц образует аллотриоморфные зерна с резко выраженным облачным угасанием. Более крупные индивидуумы его окружены мелкозернистым агрегатом кварца же.

В большом количестве вдоль извилистых трещин в породах развивается хлорит. Вероятно, он частично образовался за счет первичного цветного компонента. В хлорите наблюдаются включения титанита и эпидота.

Титанит образует веретеновидные зерна, ориентированные цепочками по сланцеватости. По титаниту развивается лейкоксен.

Повидимому, вся серия вышеописанных кислых пород тесно связана с основным комплексом и характеризует, как и в пределах других поясов, последние этапы формирования ультраосновных и основных массивов Чуилийских гор.

### Заключение

Магматическая история комплекса основных и ультраосновных пород Чуилийского змеевикового пояса близка к истории развития этих интрузий в пределах других поясов. Так, процесс формирования, как и в других поясах, начался внедрением перидотитовой и пироксенитовой магмы.

К моменту внедрения габбровой магмы перидотитовые и пироксенитовые массивы были уже сформированы, о чем свидетельствуют жильные и штокообразные тела габбро, габбро-порфиритов и габбро-диабазов, интрузирующих как пироксенитово-перидотитовый массив в ур. Андас-сай, так и озмеевикованные пироксениты в горах Майджарлыган. С более поздними процессами связано образование жильных и штокообразных тел горнблендитов и габбро-диабазов, пересекающих Андассайский пироксенито-перидотитовый массив, и метасоматическое замещение габбро-диабазов гранатом и хлоритом. Процесс серпентинизации массивов ультраосновных пород проявлен неравномерно. Наиболее интенсивно процессом серпентинизации захвачены небольшие ультраосновные массивы в горах Майджарлыган, окруженные со всех сторон габбро.

Возраст всего комплекса пород устанавливается как докарадоковский, так как, с одной стороны, эти породы интрузируют верхнюю эффузивно-сланцевую свиту кембро-силурийского комплекса, которая, по данным А. А. Богданова, имеет очень большое сходство с нижней частью уртынджальского комплекса, а, с другой стороны, гальки габбро, змеевиков и связанных с ними плагиигранитов встречены в конгломератах карадока. Процесс формирования ультраосновных и основных массивов Чуилийских гор заканчивается внедрением кварцевых диоритов и плагиигранитов.

Габбро-перидотитовые интрузии Чуилийского пояса представляют собой ряд пластовых тел, внедрившихся в верхнюю эффузивно-сланцевую свиту кембро-силурийского комплекса. Интересен тот факт, что габбро-перидотитовые тела нигде не залегают среди нижней песчаниковой свиты. В пределах же верхней свиты они приурочены в основном к границе толщи сланцев (нижняя толща) и эффузивов (верхняя часть свиты).

Описание остальных змеевиковых поясов Центрального Казахстана составлено нами на основании фондовых и литературных данных, а также частично на основании знакомства с фактическим материалом, любезно предоставленным автору геологами, работающими в составе Центрально-казахстанской экспедиции. Описание последующих змеевиковых поясов мы будем вести в следующем порядке: вначале дадим описание северной группы, расположенной к северу от Караганды, затем южной; и в том и другом случае будем вести описание с запада на восток.

## 5. Кокчетавско-Акмолинский змеевиковый пояс

Кокчетавско-Акмолинский змеевиковый пояс начинается западнее г. Кокчетавга и прослеживается до г. Акмолинска. Этот пояс объединяет несколько антиклинальных поднятий, сложенных в западной части докембрийскими, а в восточной—нижнесилурийскими породами. Ультраосновные и основные интрузии в пределах этого пояса широко развиты, они приурочены, как и везде, к сводовым частям антиклинальных поднятий. В западной части известны два массива: габбро-норитовый массив Имантау и массив амфиболитов в юго-западной части Щучинского района, залегающих среди кварцитов и слюдяных сланцев.

Крупный никеленосный массив Имантау впервые был описан Е. Д. Шлыгиным и М. В. Тащиной (1937). Имантавский массив расположен в Балакском районе в 6—7 км на северо-запад от большого Имантавского озера.

На юге и западе массив прорывает кварциты и метаморфические сланцы докембрия, на севере он скрывается под новейшими образованиями, на востоке ограничен более молодыми розовыми гранитами. К северо-востоку от Имантавского массива на северном берегу оз. Челкар имеется еще один выход габбро. Комплекс ультраосновных и основных пород, слагающих Имантавский массив, очень разнообразен. Центральные части интрузии (гипсометрически наиболее повышенные точки) сложены по преимуществу лейкокатовыми габбро и габбро-норитами. Ниже они сменяются норитами, оливиновыми норитами и троктолитами. Наиболее пониженные части местности сложены змеевиками. По периферии массив окаймлен полосой габбро, отличающихся сильной степенью изменения. По мнению Е. Д. Шлыгина и И. В. Тащиной, по западной и северо-западной границе массива проходит зона тектонического нарушения: «в результате рассланцевания, брекчирования и милонитизации породы превращены в мета-габбро-амфиболиты и даже милониты». И. И. Бок указывает, что и в буровых скважинах наблюдается постепенная смена змеевиков измененными габбро с эпидотом и гранатом. Е. Д. Шлыгин и М. В. Тащина приходят к заключению, что Имантавский массив норитовых пород подобен лополиту Седбери и Бушвельдского комплекса, но имеет, очевидно, более сложное строение.

По мнению И. И. Бока, вышеописанное строение массива может объясняться либо горизонтальным, либо трубообразным залеганием дифференциатов. Форма интрузива пластообразная, и интрузия подверглась дифференциации на месте своего внедрения с послойной сменой отдельных разновидностей габбро и гипербазитов в порядке возрастания основности сверху вниз. Внизу габбро сохранилось благодаря охлаждению. Далее И. И. Бок указывает, что интрузив залегает среди толщи докембрийских гнейсов и кварцитов дискордантно. Возраст интрузии каледонский. Варисские граниты имеют с Имантавским массивом активный контакт и секут его в виде апофиз и жил.

Явной псевдостратификации, по мнению И. И. Бока, в массиве не наблюдается. Несколько иной точки зрения по этому вопросу придерживается Ф. И. Вольфсон, который считает, что массив стратифицирован и, идя сверху вниз, выделяет следующие горизонты: габбро, габбро-нориты, оливиновые нориты, троктолиты и перидотиты.

Резюмируя все изложенные точки зрения на строение массива, можно сказать, что вопрос этот недостаточно изучен и, повидимому, требуются дополнительные данные, которые и должны дать разведочные работы,

проводимые на этом массиве Казахским геологическим управлением.

Что касается рудоносности Имантавского массива, то убогая вкрапленность сульфидов наблюдается во всех разновидностях ультраосновных и основных пород. Сульфиды представлены пентландитом и пирротинном и в незначительных количествах халькопиритом. Среднее содержание никеля не больше сотых процента. В продуктах коры выветривания оно доходит до десятых долей процента и редко до 1%. Буровые скважины, пробуренные на глубину 170 м, тоже не установили богатой вкрапленности сульфидов.

На продолжении Кокчетавско-Акмолинского пояса в юго-западной части Шучинского района к востоку от оз. Куянды-куль, по данным Н. А. Сазоновой, расположен довольно крупный массив амфиболитов, залегающий среди Кокчетавской свиты кварцитов и слюдяных сланцев и относимый Н. А. Сазоновой к протерозою. Амфиболиты представляют темные серовато-зеленые плотные, иногда рассланцованные породы.

Они образовались, по мнению Н. А. Сазоновой, «за счет какой-то основной интрузии, так как в некоторых шлифах найдены остатки габбро». Габбро-амфиболиты обычно состоят из нацело замещенного вторичными продуктами полевого шпата и роговой обманки. Иногда встречается в реликтовых кристаллах пироксен. Часто присутствуют кварц, альбит, биотит и т. д. Далее Н. А. Сазонова указывает, что «некоторые участки габбро-амфиболитов озмеевикованы и богаты рудным минералом». Повидимому, среди массива габбро-амфиболитов имеются участки змеевиков, образовавшихся за счет ультраосновных пород, так как трудно себе представить, чтобы габбро были превращены в змеевики. К сожалению, Н. А. Сазонова не останавливается более детально на описании этих озмеевикovaných участков.

Возраст амфиболитов, по данным Н. А. Сазоновой, остается невыясненным. Основываясь на указаниях Е. Д. Шлыгина, Н. А. Сазонова отмечает приуроченность аналогичных амфиболитов к толще кварцитов и в соседних районах, т. е. в районе работ П. Н. Кропоткина и А. В. Глазковской. По данным последних авторов, в районе гор. Кокшетау и прииска Степняк развиты небольшие интрузивные тела нижнесибурийского возраста, представленные габбро, габбро-амфиболитами, пироксенитами, перидотитами и змеевиками.

Наибольшее распространение в районе имеют габбро и габбро-амфиболиты. Крупные ультраосновные массивы встречены у пос. Боровое и около северо-западной окраины станции Котуркульской. Менее значительные массивы основных и ультраосновных пород расположены по периферии Боровского гранитного массива. Все эти массивы приурочены, по данным П. Н. Кропоткина и А. В. Глазковской, к нижнесибурийской яшмо-кварцовой толще, часто к контакту этой свиты с метаморфической толщей  $Prz - Cm_1$ .

Габбровые массивы встречаются и непосредственно среди метаморфической толщи  $Prz - Cm_1$ , причем, как видно из геологической карты, они интродуцируют исключительно нижнюю свиту метаморфического комплекса — свиту амфиболитов, амфиболитовых сланцев с прослоями пироксено-амфиболовых и хлорит-амфиболовых сланцев. Все эти породы, по данным А. В. Глазковской, образовались за счет изменения древних порфириновых лав и их туфов.

Разрез метаморфической толщи снизу вверх, составленный для данного района П. Н. Кропоткиным и А. В. Глазковской, следующий:

1. Амфиболиты и амфиболитовые сланцы с прослоями пироксено-амфиболовых и хлорито-амфиболовых сланцев (за счет порфиритов и их туфов). Мощность 1000—2000 м.

2. Серые кварцево-сланцевые сланцы (за счет песчано-глинистых отложений). Зеленые кварцево-хлоритовые сланцы (за счет порфиритовых туфов), прослой слюдистых кварцитов. Мощность выше 1000 м.

3. Розово-серые порфириоиды (динамометаморфизованные ортофиры).

Выше этой метаморфической толщи с угловым несогласием на различные горизонты ложится яшмо-кварцитовый комплекс нижнего силура.

Как видно из приведенного разреза, нижнесилурийские эффузивы, развитые повсеместно в низах яшмо-кварцитового комплекса, в данном районе отсутствуют. При сопоставлении, с одной стороны, факта отсутствия нижнесилурийских эффузивов в разрезе и, с другой стороны, приуроченности габбровых интрузий исключительно к свите амфиболитов и амфиболитовых сланцев, невольно напрашивается вывод, не следует ли часть амфиболитов и амфиболитовых сланцев, образовавшихся за счет порфиритов и их туфов, относить к нижнему силуру, а именно к низам уртынджалского комплекса? В этом случае и положение ультраосновных и основных интрузивов станет более ясным. Они будут приурочены, как и в других районах, к границе нижней эффузивной свиты и верхней яшмо-кварцовой свиты уртынджалского комплекса. В соседнем районе, за пределами района, изученного П. Н. Кропоткиным и А. В. Глазковской, на восток от рудника Степняк в урочище Монат по р. Кокенгир П. Г. Корейшо закартирован довольно крупный (площадью около 8 кв. км) массив основных и ультраосновных пород. Этот массив залегает среди нижней эффузивной свиты нижнего силура. Возраст его П. Г. Корейшо считает каледонским. Таким образом, даже непосредственно в соседнем районе мы наблюдаем ту же закономерность, что и в других змеевиковых поясах. Это обстоятельство еще в большей степени укрепляет нас в убеждении о нижнесилурийском возрасте амфиболитовой свиты.

С другой стороны, при той трактовке геологического строения, которую дают П. Н. Кропоткин и Д. В. Глазковская, остается неясным вопрос, почему основные и ультраосновные интрузии широко развиты только среди самой нижней свиты метаморфического комплекса и затем среди яшмо-кварцитового комплекса нижнего силура, а среди верхних горизонтов метаморфической толщи, как правило, отсутствуют.

В работе П. Н. Кропоткина и А. В. Глазковской дана детальная петрографическая характеристика всего комплекса ультраосновных и основных пород. По их данным, среди ультраосновных массивов наиболее распространены пироксениты и змеевики и гораздо реже встречаются перидотиты. Перидотиты содержат как моноклиновый, так и ромбический пироксен и по составу, очевидно, отвечают лерцолитам. Пироксениты состоят из гиперстена, в единичных случаях встречается бронзит. В результате широкого развития процесса тремолитизации в большинстве случаев не удастся установить, присутствовал ли в породе моноклиновый пироксен. В некоторых шлифах пироксенитов были встречены остатки моноклинового пироксена-авгита. Авгит замещается, так же как и ромбические пироксены, тремолитом. Среди змеевиков преобладают пластинчатые разновидности, змеевики с петельчатой текстурой встречаются в подчиненном количестве, а еще реже наблюдаются пикролитовые змеевики. Из рудных минералов в змеевиках присутствуют магнетит и хромшпинелид и в единичных случаях встречен сульфид. Дальнейшее изменение змеевиков выражается в отальковании и окварцевании. В последнем случае наблюдается образование бурых ноздреватых кварцитов. Как оталькование,

так и окварцевание змеевиков наблюдаются, по данным А. В. Глазковской, лишь в контакте с гранитными массивами и, видимо, являются следствием гидротермальных процессов, связанных с кислой магмой. Среди окварцованных змеевиков имеются небольшие скопления магнезита. Местами в змеевиках встречаются жилы метаморфизованных пород, состоящих из хлорита, везувiana и цоизита, нередко содержащих также гранат. Реликтовая структура в этих породах не сохранилась. Возможно, что, по аналогии с другими районами, эти жильные породы образовались путем изменения габбро-диабазов или других габброидов.

Габбро представляют среднезернистые или крупнозернистые породы, состоящие из плагиоклаза (андезина), пироксена, диопсида или диаллага и желто-зеленой роговой обманки. Из акцессорных минералов наиболее распространен титанит. Из вторичных продуктов в габбро широко развиты: актинолит, цоизит, серицит и карбонат. Структура пород габбровая. Минералогический состав габбро-амфиболитов аналогичен габбро, за счет метаморфизма которых они образовались. Только плагиоклаз в них чаще альбитизирован, а пироксен вытесняется зеленой роговой обманкой. Следует отметить появление кварца и калишпата. Габбровая структура меняется в габбро-амфиболитах на гранобластическую и нематобластическую. Местами встречаются реликтовые участки с габбровой структурой. Для габбро-амфиболитов характерно также широкое развитие процессов альбитизации, эпидотизации и хлоритизации. Вблизи контактов с гранитами в габбро-амфиболитах наблюдается ороговикование и появляется гранат.

Как видно из приведенного описания, габбро-пироксенитовые и перидотитовые интрузии Боровского района очень близки по своему составу к основным и ультраосновным интрузиям Тектурмасского пояса. Они приурочены к серии антиклинальных складок, сложенных докембрийскими и нижнесилурийскими отложениями. Но более точно их размещение в структурах установить не удастся ввиду некоторой неясности положения в разрезе свиты амфиболитов и амфиболитовых сланцев. В целом же мы, несомненно, имеем здесь сложную антиклинальную зону, к которой и приурочены нижнесилурийские ультраосновные и основные интрузии. Все это позволяет нам назвать эту зону Кокчетавско-Акмолинским змеевиковым поясом.

## 6. Ерементавский змеевиковый пояс

На восток от г. Акмолинска параллельно простиранию г. Ерентау вытянут Ерементавский змеевиковый пояс. В пределах этого пояса известны два крупных массива основных и ультраосновных пород, приуроченных к нижнесилурийским отложениям. Крупный массив габброидов известен в северной части Ерементавского пояса. Он расположен к юго-западу от оз. Коржун-куль и на запад от г. Джельтау. По площади габбровый массив, вытянутый в меридиональном направлении, занимает около 9 кв. км. Массив сложен крупнозернистыми (1—2 мм) габбро, встречаются также и порфирировидные разности с крупными (1.5—3.5 мм) вкрапленниками. Структура габбро чаще всего офитовая.

Габбро состоят из основного плагиоклаза — битовнита № 80—84 и моноклинного пироксена — диаллага. Из вторичных продуктов по плагиоклазу развиваются агрегаты соссюрита, эпидот, цоизит и вторичный альбит. По пироксену развивается буровато-зеленая роговая обманка, иногда замещающая его целиком. Кроме того, и по пироксену и по ро-

вой обманке наблюдается развитие актинолита, уралита и хлорита. В габбро-порфиридах вместо диаллага присутствует клиноэнстатит. В некоторых разновидностях габбро присутствует кварц. Сильно рассланцованные и метаморфизованные габбро состоят под микроскопом из чередующихся полос соскюритового и хлорито-актинолитового состава. В качестве порфирокластов встречаются обломки кристаллов пироксенов. Текстура габбровых сланцев напоминает «очковые» гнейсы. Среди рассланцованных пород были обнаружены мелкие включения сульфидов.

Возраст этого габбрового массива доверхнесилурийский, так как массив интрузирует уртынджалский комплекс и галька габбро встречается в конгломератах верхнего силура. В тесной связи с габбро находится массив плагиигранитов и плагиигранит-порфиров, непосредственно примыкающий к массиву габбро с юга. Контактная зона плохо обнажена, почему возрастные взаимоотношения габбро и плагиигранитов не совсем ясны.

На продолжении Ерементавского пояса на юг в горах Тиес и к северу от сопки Топрак-мола на берегу р. Уленты известен еще ряд мелких массивов ультраосновных и основных пород, описанных впервые Г. И. Водорезовым, Н. Г. Кассиным и Г. Ц. Медоевым (1933). В 1936 г. эти массивы были посещены Н. Г. Сергиевым. К северу от сопки Топрак-мол коренные выходы этих пород, по данным Н. Г. Сергиева, отсутствуют. Основные породы были обнаружены в виде высыпок и в отвалах полузалитого старого шурфа. Они представлены амфиболитизированными габбро и змеевиками. В районе сопки Тиес отмечены разрозненные выходы сильно метаморфизованных габбро, приуроченных к нижнесилурийским отложениям. Аналогичные породы встречены в сопках Ак-джал. По мнению Н. Г. Сергиева, в сопках Тиес мы имеем дело с небольшими штокообразными интрузиями, которые он считает краевой фацией топракмольских гранитов. Характерной особенностью данных пород Н. Г. Сергиев считает наличие большого количества магнетита. В горах Ак-джал, кроме магнетита, присутствуют в небольшом количестве вкрапленные в породы сульфиды меди (халькопирит).

Возраст этих основных пород, по видимому, доверхнесилурийский, так как Н. Г. Сергиев их связывает с доверхнесилурийскими топракмольскими гранитами.

Тем самым для Ерементавского пояса снова подчеркиваются характерные черты нижнепалеозойских ультраосновных и основных интрузий: с одной стороны — их приуроченность к яшмо-кварцитовому комплексу нижнего силура, с другой — их доверхнесилурийский возраст.

## 7. Бошекульский змеевиковый пояс

В северо-восточной части Казахстана известны два змеевиковых пояса широтного простирания: один из них — Экибастузско-Чидертинский, уже описанный нами, и второй — Бошекульский. В пределах Бошекульского змеевикового пояса интрузии основных и ультраосновных пород известны лишь в его западной части. Приурочены эти интрузии, как в пределах других поясов, к нижнесилурийским отложениям, выходящим в своде антиклинального поднятия. Первые сведения об ультраосновных и основных интрузиях Бошекульского района мы находим в работе Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева (1933), которыми описаны два массива ультраосновных и основных пород: один массив к северу от сопки Кульбай, вытянутый в широтном направлении, длиной до 4 км при

ширине 1—1.5 км; второй массив — сопки Аджы, расположенный на берегу Уленты, площадью около 5 кв. км. Первый массив, по данным Г. И. Водорезова, Н. Г. Кассина и Г. Ц. Медоева, хорошо раздифференцирован и представлен перидотитами, пироксенитами габбро и диоритами. Массив же сопки Аджы сложен исключительно озмеевикованными перидотитами и пироксенитами.

В 1938 г. в районе оз. Бошекуль проводила геолого-съемочные работы Е. Е. Миллер. Ею дается детальное описание ультраосновных и основных массивов Бошекульского района. В 1939 г. в этом же районе проводилась работа по изучению осадочных и эффузивных свит нижнего палеозоя Н. Г. Марковой и В. И. Гоньшаковой. Этими работами значительно уточнен возраст вмещающих ультраосновные и основные массивы толщ.

В результате всех перечисленных работ геология и петрография Бошекульского озмеевского пояса сжато рисуется в следующем виде.

Ультраосновные и основные интрузии приурочены к полосе, сложенной протерозойскими, кембрийскими и нижнесилурийскими отложениями. Разрез этих толщ, по данным Н. Г. Марковой, следующий:

### **Протерозой**

Зеленые хлоритовые и амфиболовые сланцы, образовавшиеся за счет основных эффузивов. Видимая мощность 500 м.

### **Кембрий**

Переслаивание песчаников, сланцев и известняков. Мощность 500 м.

### **Силур**

1. Яшмовая свита с прослоями порфиритов, известняков и туффитов. Мощность 1500 м.

2. Альбитофировая свита — альбитофиры и их туфы внизу, переслаивающиеся с кремнистыми туффитами.

3. Вулканогенная свита лежит трансгрессивно, перекрывая все ниже залегающие горизонты. Состоит из пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов и их туфов и конгломератов. Мощность толщи 3000 м.

4. Песчано-сланцевая свита перекрывает с резким угловым несогласием все описанные толщи. Внизу эта свита состоит из конгломератов, переслаивающихся с кремнистыми туффитами, а сверху из песчаников и глинистых сланцев. Мощность 1500 м.

Как видно из приведенного разреза, Н. Г. Маркова большую часть основных лав, подстилающих яшмовую свиту, относит к докембрию. На основании знакомства с этими породами нам кажется, что всю эту эффузивную толщу следует относить к нижнесилурийскому комплексу, а именно к нижней части уртынджалского комплекса — карамурунской свите. В этом случае и структура района становится более правдоподобной. С севера и с юга Бошекульский пояс перекрыт вулканогенной свитой пироксеновых и плагиоклазовых порфиритов, а местами непосредственно на яшмовую свиту ложится с угловым несогласием песчано-сланцевая толща верхнего силура.

Ультраосновные и основные интрузии залегают, согласно Н. Г. Марковой, среди свиты хлоритовых и амфиболовых сланцев докембрийского возраста и основных лав нижней части яшмовой свиты. Ультраосновные

и основные породы представлены перидотитами, пироксенитами, змеевиками, габбро и габбро-диабазам.

В районе имеется два крупных массива. Один из них, сложенный габбро, вытянут в широтном направлении от гор Аксак-куянды через гору Кульбай и далее на восток. В пределах исследованного района он достигает в длину 20—25 км при ширине 4—5 км. В пределах массива на местности наблюдается чередование габбровых пластовых интрузий с полосами, сложенными вмещающими породами. При этом эти породы лежат на габбровом массиве в виде отдельных гряд и гребешков, по простиранию сходящихся на нет, так что создается впечатление кровли. Среди габбро встречаются рассланцованные и катаклазированные разности с широким развитием вдоль рассланцованных зон вторичных минералов актинолита, эпидота, цоизита, хлорита и т. п.

Под микроскопом большинство пород представлено габбро-амфиболитами, они обладают сланцеватой текстурой и лишь в отдельных шлифах наблюдаются габбровая или офитовая структуры. Наряду с крупнозернистыми разностями габбро встречаются плотные и мелкозернистые породы, а также и порфиновые разности с большими вкрапленниками пироксена. Габбро и габбро-амфиболиты состоят из альбитизированного и соскюритизированного плагиоклаза и часто из актинолитизированной желто-зеленой роговой обманки. Первичные компоненты пород — пироксен и плагиоклаз (лабрадор) были встречены в единичных образцах. Правда, Е. Е. Миллер, изучавшая восточную часть этого габбрового массива, подчеркивает свежесть пород. Из ее описания следует, что габбро состоит из лабрадора и ромбического и моноклинного пироксенов. Нам удалось ознакомиться с материалом по этому габбровому массиву лишь очень бегло, и не исключена возможность, что отдельные его части действительно менее изменены. К характеристике габбро-амфиболитов следует добавить, что в отдельных шлифах структура пород типичная роговиковая, и плагиоклаз и амфибол распадаются на мелкозернистый агрегат. В габбро-амфиболитах часто встречается кварц.

Среди габбро имеются небольшие штоки кварцевых диоритов и гранодиоритов. Е. Е. Миллер принимает эти породы за дифференциаты основной магмы и описывает постепенные переходы габбро в кварцевые диориты и гранодиориты в районе сопки Кульбай. Мы лично склонны отнести эту гранодиоритовую интрузию к более молодому циклу, вероятно герцинского возраста, так как кварцевые диориты и гранодиориты представляют собой совершенно свежие, нерассланцованные породы, в то время как непосредственно контактирующие с ними габбро представлены рассланцованными и метаморфизованными разностями. К востоку от горы Кульбай среди габбро имеется также шток гранита.

Второй массив — сопки Аджи на берегу р. Уленты, занимает по площади около 25 кв. км. По данным Е. Е. Миллер, в центральной части он сложен змеевиками. Неизменные пироксениты наблюдались в небольшом выходе близ сопки Аджи. Сама сопка, по описанию Е. Е. Миллер, сложена окварцованными змеевиками, к которым приурочены линзовидные скопления белого и желтоватого аморфного магнезита. Наиболее крупные скопления магнезита достигают в поперечнике 0.5 м. Качество магнезита, по данным Г. И. Водорезова и других, неважное, из-за большой примеси  $\text{SiO}_2$ , железа и  $\text{CaCO}_3$ .

Пироксениты, по Е. Е. Миллер, представляют крупнокристаллические породы, в которых отдельные кристаллы пироксена достигают 4—5 см. Они состоят из ромбического пироксена (энстатита или бронзита). В незначительном количестве присутствует магнетит в виде рудной пыли.

Из вторичных продуктов по пироксенитам развиваются тремолит, тальк и серпентин.

Змеевики, развитые в массиве Аджи, представлены, повидимому, двумя типами: пикролитовыми и нормальными змеевиками с петельчатой текстурой. Как те, так и другие содержат довольно большие включения хромшпинелида. В породах всегда присутствует магнетит, образующий скопления мелких идиоморфных кристаллов.

В змеевиках встречаются тонкие (до 0.5 см) прожилки хризотил-асбеста. Среди массива Аджи выходы габбро встречаются редко, в виде отдельных пятен на теле серпентинитовых пород (Е. Е. Миллер). По составу эти габбро аналогичны габбро восточного массива.

Как видно из изложенного, описанные породы ничем не отличаются от ультраосновных и основных интрузий других змеевиковых поясов. Возраст этих пород тоже достаточно точно устанавливается как докарадокский, так как эффузивы карадока перекрывают с угловым несогласием весь этот комплекс.

Интрузивы, как и везде, приурочены к сводовым частям крупного антиклинального поднятия, сложенного кембрийскими и нижнесилурийскими породами. Таким образом, Бощекульский змеевиковый пояс повторяет все характерные черты других поясов.

## 8. Улутавский змеевиковый пояс

В южной части Центрального Казахстана самым западным поясом является Улутавский пояс, прослеженный на 150 км от гор Арганаты до гор Эскулы, через основной хребет Улутау. В пределах Улутавского пояса ультраосновные и основные интрузии пользуются широким развитием. На всем его протяжении они слагают ряд пластовых тел, приуроченных к сводовым частям антиклинальной зоны, сложенной докембрийскими гнейсами, хлоритовыми и амфиболитовыми сланцами и кварцитами.

В северной части Улутавского пояса, в Арганатинских горах, по данным Е. А. Кузнецова, Н. В. Литвинович и Л. М. Афанасьева, широко развиты пластовые тела габбро и габбро-амфиболитов, реже встречаются тесно связанные с ними змеевики и пироксениты. Габбро обычно слагают центральные части крупных тел, а габбро-амфиболиты — их краевые части. Мелкие тела сложены исключительно габбро-амфиболитами. Самостоятельные массивы змеевиков встречены на р. Базай и в юго-западной части района.

Змеевики представлены обычно антигоритовыми разностями. Пироксениты встречаются реже, чем змеевики, и состоят из уралитизированного моноклинного пироксена — диаллага и небольшого количества сосюритизированного плагиоклаза. Габбро и габбро-амфиболиты в большинстве случаев сложены сосюритизированным плагиоклазом и уралитом. Исключительно редко встречаются реликты первичного зонального плагиоклаза и пироксена, обычно представленного диаллагом. Структура габбро всегда офитовая, изредка наблюдались порфиновые выделения плагиоклаза. Величина зерен колеблется от 0.5 до 3—4 мм и, по мнению Е. А. Кузнецова, находится в тесной зависимости от размера даек.

В габбро-амфиболитах реликты первичных минералов встречаются еще реже. Плагиоклаз часто представлен альбитом, а цветной компонент во многих случаях замещен уралитовой роговой обманкой. Структура габбро-амфиболитов гранобластическая. Как видно из вышеприведенного описания, основное отличие габбро и габбро-амфиболитов заклю-

чается в структурных и текстурных особенностях пород. По возрасту эти габбро-пироксенитовые интрузии Е. А. Кузнецов относит к самому древнему интрузивному циклу для этого района, но ни нижний, ни верхний пределы возраста не известны, так как в Арганатинских горах никаких промежуточных свит между метаморфической толщей докембрия и девонскими эффузивными осадочными отложениями, лежащими с угловым несогласием на различных горизонтах докембрия, не имеется.

Что касается формы габбровых тел, то Е. А. Кузнецов считает, что они образуют пластовые дайки, внедрившиеся по кливажу древних гнейсов. Наличие свиты даек, по его мнению, указывает «на серии трещин, на расщеливание, возникшее в гнейсах в период интрузии габбровой магмы». Как выясняется из геологической карты, наиболее богаты этими дайками две области. Одна находится на северном, другая на южном конце гор Джаксы — Арганаты. В чем причина неодинаковой дислоцированности этой толщи гнейсов, остается Е. А. Кузнецову неясным. На продолжении Улутавского пояса на юг, в самих горах Улутау, имеется тоже целая серия пластовых тел, сложенных змеевиками, пироксенитами и габбро. Здесь, по данным И. А. Островского, наиболее распространены змеевиковые массивы, габбро встречается в подчиненном количестве. Как и в горах Арганаты, змеевики и габбро приурочены к метаморфической толще докембрия, представленной в горах Улутау слюдяными и порфиробластическими гнейсами.

Часть змеевиковых тел приурочена к разлому, проходящему вдоль границы этих двух свит. Мощность этих тел от 200 до 700 м. В длину они прослеживаются на расстоянии 7—8 км. Большой массив змеевиков и пироксенитов расположен к юго-востоку от Улутавских гор, в горах Ешке-ульмес. Здесь змеевики представлены хризотил-антигоритовыми разностями, иногда наблюдается петельчатая текстура. В змеевиках, образовавшихся за счет пироксенитов, часто присутствуют игольчатый тремолит и пластинчатый хлорит. Из реликтовых минералов был встречен моноклинный пироксен. Реликтов оливина И. А. Островскому наблюдать не удалось. По его мнению, наиболее вероятно апопироксенитовое происхождение этих змеевиков, причем пироксениты состояли как из ромбического и моноклинного пироксена, так и только из ромбического. В массиве Ешке-ульмес развиты бронзититы.

Габбро встречаются среди массивов змеевиков, а также в виде самостоятельных мелких тел. В большинстве случаев габбро обладают сланцеватой текстурой. Под микроскопом в них иногда наблюдалась реликтовая офитовая структура. Они состоят из соскюритизированного плагиоклаза и синеваато-зеленой роговой обманки, образовавшейся по пироксену. Нередко наблюдается свежий, новообразованный альбит. В некоторых разностях присутствует кварц. Описанные породы могут быть названы, по мнению И. А. Островского, соскюритовыми габбро и кварцево-соскюритовыми габбро. От массивных соскюритовых габбро Д. Г. Сапожниковым в поле наблюдались переходы к рассланцованным габбро-амфиболитам и габбровым сланцам. Возраст всего этого комплекса пород определяется И. А. Островским как каледонский, на основании того, что они интрузируют докембрийские образования и выходы их отсутствуют среди девонских конгломератов. Возрастные взаимоотношения габбро с змеевиками неясны. Несомненно, что и габбро, и пироксениты являются членами единой габбро-пироксенитовой формации.

На продолжении Улутавского змеевикового пояса на юг в горах Эскулы, по данным И. А. Островского, широко развиты ультраосновные и основные интрузии, представленные змеевиками, пироксенита-

ми, габбро и габбро-амфиболитами. Они приурочены в основном к полосе, сложенной порфиристыми конгломератами и песчаниками нижней части эскулинской свиты. К верхней части эскулинской свиты И. А. Островский относит толщу темномалиновых слюдистых песчаников, сланцев и конгломератов, развитую в западной части района. Конгломераты западной толщи содержат в большом количестве гальку метаморфических пород докембрия. Возраст эскулинской свиты неясен, условно ее И. А. Островский относит к силуру. Д. Г. Сапожников на своей тектонической карте показывает эскулинскую свиту кембро-силуром. Из геологической карты И. А. Островского ясно видно, что в районе распространения габбро-пироксенитовых интрузий широко развиты кремнистые породы, часть которых вероятно может быть отнесена к яшмо-кварцитовому комплексу нижнего силура. Таким образом, вероятнее всего, что нижняя часть эскулинской свиты отвечает уртынджалскому комплексу нижнего силура. Ультраосновные и основные интрузии прорывают эту толщу конгломератов и кремнистых пород в виде согласных тел, достигающих в длину 4—5 км при ширине 1—2 км. Конгломераты в контакте с пироксенитами ороговикованы и, по данным И. С. Яговкина (1935), разорваны интрузиями, а отдельные глыбы их вплавлены в массу пироксенитов.

Интрузии габбро и габбро-амфиболитов известны также в западной части района среди гнейсов докембрия, где они образуют крупные (в поперечнике 1.5 км) штокообразные тела. По мнению И. А. Островского, эти габбровые массивы являются более древними образованиями, чем пироксениты и змеевики, развитые среди эскулинской свиты и относимые им к каледонским интрузиям.

В горах Эскулы широко развиты змеевики и пироксениты, местами силифицированные.

Габбро встречаются в подчиненном количестве в тесной ассоциации со змеевиками. Контакты между этими породами резкие, постепенных переходов не наблюдается.

Габбро сильно изменены и превращены в соссурито-тремолито-альбитовые породы. Структура пород носит кристаллобластический характер и лишь в отдельных участках встречается реликтовая офитовая структура.

Пироксениты по составу неодинаковы и варьируют от бронзититов через вебстериты до пород, состоящих исключительно из моноклинного пироксена (магнезиальный диопсид). Из вторичных минералов по пироксенитам кроме серпентина развиваются тремолит и хлорит. Змеевики представлены хризотил-антигоритовыми разностями. Петельчатая текстура встречается в них как исключение.

И. С. Яговкин считает, что вся масса змеевиков образовалась за счет пироксенитов. Этой же точки зрения придерживается И. А. Островский. Иной взгляд высказывает В. Н. Лодочников (1936), который считает, что количественное преобладание змеевиков над пироксенитами противоречит точке зрения И. С. Яговкина. По его мнению, часть змеевиков, повидимому, образовалась за счет более ультраосновных пород, чем пироксениты. Среди змеевиков Эскулинского массива, а также в массивах Ешке-ульмес и Аиртау известны небольшие месторождения хризотилового и роговообманкового асбеста, открытые И. С. Яговкиным в 1925—1927 гг.

Кремнистые породы, как видно из описания И. А. Островского, представляют типичные силифицированные змеевики. Генезис этих пород И. А. Островскому неясен. Судя по карте, часть их образовалась на кон-

такте змеевиков и гранит-порфиров, секущих в виде мощных даек весь комплекс основных пород. Среди силифицированных змеевиков наблюдаются небольшие линзовидные скопления магнезита.

Наконец, следует отметить наличие среди змеевиков неправильных выходов размером в несколько метров, сложенных хлорито-везувияно-гранатовой породой. Повидимому, эти породы представляют метасоматически измененные жильные габбро-диабазы. Аналогичные образования описаны нами в ряде других змеевиковых поясов.

В тесных взаимоотношениях с вышеописанным комплексом ультраосновных и основных пород находятся альбитовые граниты.

Возраст их вероятно тоже каледонский. С ними связаны жильные гранит-порфиры, образующие ряд даек среди пород эскулинской свиты, а также и среди массивов габбро и змеевиков.

Как видно из изложенного, ультраосновные и основные интрузии Улутавского змеевикового пояса обладают всеми характерными чертами нижнесилурийского интрузивного комплекса.

### 9. Чингизский змеевиковый пояс

Чингизский змеевиковый пояс начинается северо-восточнее Каркаралинска. Он состоит из двух ветвей, соединяющихся в хр. Чингиз. Одна ветвь — северная проходит через горы Аркалык, Мурджик и Дуана, южная же ветвь идет через горы Акбастау. Ультраосновные и основные интрузии в пределах Чингизского пояса пользуются небольшим развитием. Они известны лишь в пределах северной ветви, в пределах южной ветви имеются небольшие тела в самом Чингизском хребте. Главная масса ультраосновных и основных интрузий приурочена, по данным Н. Г. Марковой и В. И. Гоньшаковой, к центральной антиклинальной зоне хр. Чингиз, сложенной кембрийскими и нижнесилурийскими отложениями. Комплекс интрузивных пород представлен исключительно габбро и габбро-амфиболитами. Последние образуют длинные узкие тела, достигающие в длину 1—2 км при ширине в 200—300 м. Они вытянуты согласно простиранию и рассланцованности вмещающих толщ. Наибольшее количество этих тел встречено в северной предгорной части Чингиза среди порфиритовой и альбитофировой свит нижнего силура. Широко распространены они также, по данным Н. Г. Марковой, в нижнем течении р. Такыр, среди альбитофиров и зеленых сланцев кембрия. В выходах преобладают рассланцованные разности, реже встречаются крупнозернистые габбро, иногда с порфировидной структурой.

Под микроскопом во всех породах, по данным В. И. Гоньшаковой, присутствует кварц, почему они отнесены ею к группе кварцевых габбро. Текстура пород преимущественно сланцеватая. Главными породообразующими минералами являются альбитизированный плагиоклаз и моноклиновый пироксен-авгит, часто замещенный с периферии желто-зеленой роговой обманкой. Кварц, часто вместе с роговой обманкой, образует мелкозернистый роговиковый агрегат. Возможно, что породы частично обогащены кварцем уже после формирования, в связи с их превращением в габбро-амфиболиты. И очень вероятно, что не все разновидности габбро содержали первичный кварц. Из вторичных процессов в вышеописанных породах широко развиты явления сосюритизации, а также серицитизации и карбонатизации. Вероятно имеет место и развитие вторичных волокнистых амфиболов. Как видно из изложенного, описанные породы следует собственно отнести к группе габбро-амфиболитов, поскольку почти

все они характеризуются сланцеватой текстурой и явлениями перекристаллизации.

Возраст этого комплекса пород в районе Чингиза точно не установлен. Они рвут кембрийские и нижнесилурийские отложения, но не встречаются среди более молодых свит.

Вероятнее всего, что возраст этих основных интрузивов нижнесилурийский, точнее докарадокский, так как туфоконгломератовая свита нижнего силура ( $S_1^4$ ) залегает с угловым несогласием на различных горизонтах кембро-силурийского комплекса.

На северо-западном продолжении Чингизского пояса в горах Мурджик, по данным Б. Колокольникова, имеется крупный массив габбро и змеевиков, вытянутый согласно простиранию вмещающих толщ. Этот массив залегает среди хлоритовых сланцев и роговиков, относимых Б. Колокольниковым к докембрию. Н. Г. Маркова относит эту толщу, по сопоставлению с районом хр. Чингиза, к кембрию.

Массив ультраосновных и основных пород имеет зональное строение. Змеевики, образовавшиеся за счет перидотитов-лерцолитов, слагают центральную часть массива и окружены выходами габбро. В свою очередь последние по периферии сменяются диоритами и гранитами. При этом Б. Колокольников указывает, что переход между гранитами и габбро постепенен. Что же касается змеевиков, то Б. Колокольников не считает их генетически связанными с габбро, так как переходных пород между ними не обнаружено, «а, наоборот, имеется резкий контакт, вдоль которого ассоциируются линзы магнетита, иногда с примесью пренита и магнетита». Весь этот комплекс пород Б. Колокольников относит ко второму этапу каледонского цикла и момент их внедрения приурочивает ко второй половине верхнего силура.

Никаких указаний на то, чем руководствовался Б. Колокольников при установлении возраста этого интрузивного комплекса, в работе не имеется. Как видно из геологической карты, прилагаемой к работе Б. Колокольникова, эти основные и ультраосновные интрузии встречаются исключительно среди кембрийских и нижнесилурийских отложений. Вероятнее всего, что и здесь ультраосновные интрузивные породы, так же как и в Чингизе, следует относить к нижнесилурийскому времени, т. е. к первому этапу каледонского цикла по Б. Колокольникову.

К сожалению, у нас не имеется никаких данных о развитии ультраосновных и основных интрузий на продолжении Чингизского змеевико-вого пояса на запад.

К востоку от Каркаралинска в южной ветви Чингизского пояса ультраосновные и основные интрузии нами встречены не были. По данным П. А. Худякова (1941), и далее на юго-восток на продолжении этой полосы интрузивы основных и ультраосновных пород отсутствуют.

Кроме змеевиковых поясов в Центральном Казахстане известны отдельные выходы основных и ультраосновных пород, приуроченные тоже к антиклинальным поднятиям, сложенным докембрийскими и кембро-силурийскими отложениями. В силу слабой изученности этих зон нельзя о них говорить как о каких-либо поясах, так как в пределах таких зон часто известен пока лишь один массив ультраосновных и основных пород, почему мы пока и дадим лишь краткое описание этих выходов.

К югу от Тектурмасского пояса в горах Ортау среди докембрийских и кембро-силурийских отложений А. П. Лебедевым встречены выходы ультраосновных и основных пород, представленных габбро, пироксенитами и змеевиками.

А. П. Лебедев часть этих интрузивов, в частности большой массив габброидов между горами Ортау и Космуруп, относит к верхнему палеозою и считает их дифференциатами гранитной магмы. Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухина придерживаются другой точки зрения. Они доказывают, что весь этот комплекс ультраосновных и основных пород, а также тесно связанные с ними плагиограниты, следует относить к доверхнесилурийским образованиям, так как галька габбро и плагиогранитов была встречена в конгломератах верхнего силура. Нижний предел их возраста определяется для данного района эруптивным контактом с известняками среднего кембрия. По более поздним данным,<sup>1</sup> аналогичные мелкие пластовые тела габбро и змеевиков обнаружены также к северо-востоку от гор Ортау среди яшмо-кварцитового комплекса нижнего силура. Петрографическое описание всего комплекса дано А. П. Лебедевым. Наибольшим распространением в горах Ортау пользуются габброиды; змеевики и пироксениты образуют маломощные линзовидные тела, вытянутые согласно с вмещающими толщами в меридиональном направлении, причем отдельные их выходы прослеживаются на расстоянии 2—3 км при ширине 100—300 м.

Габброиды представлены мезократовым габбро и габбро-амфиболитом. Габбро состоит из соссюритизированного плагиоклаза и амфиболитизированного пироксена. В габбро-амфиболитах наблюдается ряд тонких прослоек из параллельно ориентированных призмочек амфибола и мельчайших изометрических зернышек плагиоклаза. В габбро и габбро-амфиболитах широко развиты вторичные минералы: уралит, актинолит, эпидот, цоизит, хлорит, кальцит и т. д.

Пироксениты, по данным А. П. Лебедева, состоят из моноклинного пироксена-диаллага. В большинстве случаев пироксен нацело замещен вторичными продуктами: серпентином, амфиболом и хлоритом. Породы содержат примесь плагиоклаза, замещенного соссюритом и цоизитом; в одном случае удалось определить его состав — лабрадор № 60.

Змеевики представлены хризотилowymi порфиридовидными разностями с пегельчатой текстурой, наряду с которыми встречаются также и антигоритовые. Реликтовые минералы в породах не встречены. В змеевиках наблюдаются довольно крупные включения хромшпинелида; содержание  $Cr_2O_3$  в породах достигает 0.01%. Змеевики местами силифицированы. С этими силифицированными змеевиками связаны небольшие скопления магнезита. По поводу генезиса силифицированных змеевиков А. П. Лебедев высказывает предположение, что окремнение связано с гидротермальными отщеплениями кислых гранитных интрузий, развитых в непосредственной близости со змеевиками.

Из полезных ископаемых, кроме магнезита, А. П. Лебедев указывает наличие асбестоносных змеевиков, содержащих сеть тонких, до 1 мм, прожилков хризотил-асбеста. Площадь развития таких асбестоносных змеевиков не превышает нескольких квадратных метров. Лишь в одном месте встречена жилка хризолит-асбеста шириной 3 см.

На продолжении этой антиклинальной зоны в районе ст. Агадырь, непосредственно на восток от нее имеются выходы габбро и габбро-диабазов.

Они приурочены<sup>1</sup> к нижнесилурийским отложениям, представленным эффузивами и их туфами и яшмо-кварцитами, т. е. эти отложения полностью отвечают уртынджалскому комплексу. Далее на восток от станции Агадырь на продолжении той же антиклинальной зоны, в горах

<sup>1</sup> Устное сообщение С. Е. Колотухиной.

Кызыл-караган, С. Е. Колотухиной обнаружен довольно крупный габбровый массив, залегающий среди яшмо-кварцитового комплекса нижнего силура.

Таким образом, и в этой части Центрального Казахстана мы, повидному, имеем ряд змеевиковых поясов, еще недостаточно детально исследованных, в связи с чем, вероятно, в пределах их известны лишь редкие выходы основных пород, представленных габбро и габбро-диабазами. При более детальном изучении этих поясов, надо думать, будут обнаружены и ультраосновные интрузивы перидотитов, пироксенитов и змеевиков.

## У. СОПОСТАВЛЕНИЕ ЗМЕЕВИКОВЫХ ПОЯСОВ И НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

При сопоставлении змеевиковых поясов Казахстана удается отметить ряд общих черт, позволяющих вывести отдельные закономерности их развития, и одновременно вырисовывается ряд специфических признаков, характерных только для отдельных змеевиковых поясов или для групп поясов.

Как видно из вышеизложенного, основные и ультраосновные интрузии в пределах всех змеевиковых поясов слагают ряд крупных пластовых тел, приуроченных к сводовым частям антиклинальных зон, сложенным в большинстве случаев нижнесилурийскими отложениями (уртынджалский комплекс). Лишь в западных поясах, Кокчетавско-Акмолинском и Улутавском, основные и ультраосновные интрузии встречаются среди докембрийских отложений, представленных амфиболитами, гнейсами, кварцитами, слюдяными сланцами, порфироидами и т. д. Нижнесилурийские отложения в пределах всех поясов имеют много родственных черт; они везде представлены в низах эффузивами (карамурунская свита), а в верхах яшмо-кварцитами (тектурмасская свита), но количественные соотношения этих двух свит в разрезах отдельных змеевиковых поясов очень различны. Как видно из сопоставления разрезов, в некоторых поясах — Тектурмасском, Чингизском и Балхашском — широко развита нижняя эффузивная свита, в то время как в северных поясах — Экибастузско-Чидертинском, Бошекульском и Ерементавском — она развита слабо и преобладают в разрезе яшмо-кварциты. Одновременно можно отметить интересную закономерность: основные эффузивы карадока широко распространены в северных районах, т. е. там, где слабо развита нижняя эффузивная свита уртынджалского комплекса.

Комплекс основных и ультраосновных пород по составу очень разнообразен и представлен габбро, габбро-амфиболитами, габбро-диабазами, пироксенитами, перидотитами и змеевиками. В большинстве поясов наибольшим распространением пользуются массивы озмеевкованных перидотитов и пироксенитов. На протяжении отдельных поясов количественные взаимоотношения габбро и ультраосновных пород меняются. В качестве примера может быть приведен Тектурмасский пояс, в пределах которого на востоке широко развиты змеевиковые массивы; в центральной части в горах Тектурмас преобладают габбро и габбро-амфиболиты, а на западе снова змеевики. Примером исключительного развития змеевиков может служить Экибастузско-Чидертинский пояс, где развиты только массивы змеевиков. Наконец, в Балхашском и Чулийском поясах наблюдается более или менее равномерная картина: наряду с крупными массивами озмеевкованных перидотитов и пироксенитов присутствуют также большие интрузии габбро.

Переходя к сравнительной характеристике всего комплекса пород,

следует отметить, что, несмотря на широкое разнообразие пород в пределах различных поясов, их типы по составу очень близки. Так, перидотиты в большинстве случаев отвечают по составу перидотитам, реже гарцбургитам; пироксениты представлены диаллагитами, реже бронзититами и вебстеритами. Вся группа этих ультраосновных пород характеризуется высоким содержанием магнезиальных силикатов. Оливин в большинстве случаев представлен форстеритом с содержанием 6—10 мол. %  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ . Ромбический пироксен отвечает почти чистому бронзиту или гиперстену с низким содержанием  $\text{FeSiO}_3$  до 22 мол. %. В пределах всех поясов перидотиты и пироксениты почти нацело озмеевикованы. Змеевики чаще всего представлены порфирированными разностями с петельчатой текстурой и с крупными гомоосевыми псевдоморфозами бастиита по ромбическому пироксену. В пределах отдельных поясов встречаются также пирокситовые разности змеевиков, особенно широко развитые в массиве Йтмурун — Мата-кызыл Балхашского пояса. Габбро во всех поясах представлены глубоко метаморфизованными и рассланцованными разностями. Структура габбро в большинстве случаев офитовая. Среди отдельных поясов — Тектурмасского, Балхашского и т. д., наряду с габбро встречаются габбро-диабазы.

Габбро-амфиболиты не менее широко развиты, чем габбро. Они чаще всего появляются по периферии массивов змеевиков (Тектурмасский пояс) или слагают среди них мелкие штокообразные тела (Экибастузско-Чидертинский и Балхашский пояса). Среди змеевиков почти всех поясов встречаются своеобразные гранато-везувиано-хлоритовые породы, которые слагают маломощные линзовидные, быстро выклинивающиеся по простиранию тела.

Как показало микроскопическое изучение, в некоторых из этих пород сохранилась реликтовая диабазовая структура, а местами присутствует также первичный пироксен. Повидимому, эти породы представляют собой метаморфические образования, получившиеся в результате метасоматоза жильных габбро-диабазов.

В пределах отдельных поясов широко развиты явления силификации змеевиков. В большинстве случаев, по мнению автора, этот процесс связан с гидротермальной деятельностью более молодых гранитных и гранодиоритовых интрузий герцинского возраста. В пределах Тектурмасского, Балхашского, а также, очевидно, и Улутавского змеевиковых поясов силификация змеевиковых массивов наблюдается лишь в приконтактной полосе гранодиоритовых и гранитных интрузий, и лишь для Экибастузско-Чидертинского пояса вопрос этот не совсем ясен и, возможно, что здесь образование силифицированных змеевиков связано с процессами формирования коры выветривания. О том, что силифицированные змеевики уже существовали в третичное время, свидетельствует находка их гальки в третичных конгломератах. Все пояса за редким исключением (что, возможно, объясняется малой изученностью этих поясов) характеризуются присутствием мелких штокообразных тел плагиогранитов, альбитизированных кварцевых диоритов и в некоторых случаях щелочных гранитов и сиенитов (Балхашский пояс). Породы этой группы за пределами змеевиковых поясов нигде не встречаются, почему они, несомненно, должны быть отнесены к интрузивному комплексу основных и ультраосновных пород.

Таким образом, магматическая история развития данного интрузивного комплекса для всех змеевиковых поясов в общих чертах одинакова и представляется в следующем виде:

1. Процесс формирования основных и ультраосновных массивов на-

чался в пределах всех змеевиковых поясов внедрением перидотитовой и пироксенитовой магмы.

2. К моменту внедрения габбровой магмы перидотитовые и пироксенитовые массивы были уже сформированы, о чем свидетельствует развитие большого количества мелких штокообразных тел габбро-амфиболитов, габбро-порфиритов или габбро-диабазов и т. д.

3. Результатами более поздних процессов, как уже отмечалось выше, являются внедрение жильных габбро-диабазов, секущих габбро-перидотитовые массивы, а также метасоматическое замещение этих габбро-диабазов гранатом, везувианом, хлоритом и цоизитом.

Одновременно с этим, в перидотитах и пироксенитах шло образование тремолита и граната.

4. Одним из процессов, связанных с деятельностью магматического очага, является процесс серпентинизации перидотитовых и пироксенитовых массивов. Постмагматический характер процесса подчеркивается региональным и равномерным развитием серпентинизации на протяжении всех змеевиковых поясов.

5. При формировании массивов гипербазитов значительную роль играли динамометаморфические процессы, вызвавшие образование габбро-амфиболитов, габбровых и змеевиковых сланцев.

6. Возраст всего комплекса пород устанавливается как нижнесилурийский, так как, с одной стороны, эти породы интродуцируют нижнюю и верхнюю свиты уртынджалского комплекса ( $S_1$ ), а, с другой стороны, гальки габбро и габбро-диабазов встречены в верхнесилурийских конгломератах. Для некоторых змеевиковых поясов, в частности Экибастузско-Чидертинского и Чулийского, возраст ультраосновных и основных интрузий устанавливается более точно как докарадокский, так как галька змеевиков и габбро встречается в конгломератах фаунистически охарактеризованной свиты карадока. И лишь в западных поясах, Кокчетавско-Акмолинском и Улутавском, возраст ультраосновных и основных интрузий, приуроченных к докембрийским толщам, неясен. Возможно, что они являются и более древними.

7. Плагииграниты, сиениты и кварцевые диориты несомненно имеют тесную генетическую связь с комплексом основных и ультраосновных пород и по времени образования являются самыми молодыми породами, так как в пределах всех поясов они интродуцируют в форме штоков и жил габбро-перидотитовые массивы. По поводу генезиса плагиигранитов и связанных с ними пород возможны две точки зрения: 1) либо они являются метаморфическими породами, образовавшимися за счет альбитизации и силификации кварцевых диоритов и частично габбро растворами, проникавшими вдоль брекчированных зон; некоторые факты, подтверждающие эту точку зрения, мы наблюдаем в пределах Тектурмасского и Балхашского змеевиковых поясов; 2) либо плагииграниты являются нормальными дифференциатами данного магматического очага. Но и в том и в другом случае плагииграниты будут характеризовать последнюю фазу формирования массивов основных и ультраосновных пород.

8. Что касается формы залегания габбро-перидотитовых тел, то в пределах большинства змеевиковых поясов форма тел не совсем ясна. Мы имеем, вероятно, согласные интрузии, типа интрузивной залежи по классификации Р. О. Дэли (1936). Но вопрос остается открытым — принадлежат ли эти интрузивные залежи к типу лакколитовых залежей, при образовании которых магма играла активную роль и кровля была приподнята давлением расплава, или к типу лополитовых интрузивных залежей, т. е. к типу интрузий, описанному Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и др.

(Левинсон-Лессинг, Гинзберг и Дилакторский, 1932) для сибирских траппов, внедрение которых сопровождалось опусканием дна при неподвижной кровле. Штейнман (Steinmann, 1926) для таких крупных пластовых залежей в форме огромной плоско-вытянутой пластовой жилы предлагает термин «плаколит». Плаколит, по определению Штейнмана, должен быть отнесен к лакколитовым интрузивным залежам, так как магма в пределах Средиземноморского змеевикового пояса прорывала вмещающие породы не во многих местах, а поднималась, вероятно, по продольной трещине и выполняла пространство, которое образовалось при горообразовательных процессах благодаря поднятию мезозойского покрова над вещественно отличающимся по составу, преимущественно гранитным, древнекристаллическим основанием. В пределах змеевиковых поясов Центрального Казахстана магма, вероятно, тоже внедрялась вдоль тектонически ослабленных зон по плоскостям напластования двух различных по составу толщ: нижней эффузивной и верхней яшмо-кварцитовая свиты уртынджалского комплекса. И здесь внедрение магмы, вероятно, происходило не по многочисленным каналам, судя по тому, что корни габбро-перидотитовых интрузий среди докембрийских и кембрийских толщ, как правило, отсутствуют. Лишь в западной части Центрального Казахстана в пределах Улутавского и Кокчетавско-Акмолинского змеевиковых поясов эти интрузивные тела залегают среди докембрийских толщ, но и здесь они образуют пластовые тела и используют для внедрения наиболее слабые тектонические зоны. Интрузии часто внедряются по тектоническому шву, на границе двух разнородных свит докембрия, как это имеет место в Улутавском поясе.

В пределах ряда поясов габбро-перидотитовые тела после их внедрения, вместе с породами уртынджалского комплекса, были смяты в сложные веерообразные складки. О том, что эти антиклинальные зоны испытывали крупные складкообразовательные движения уже после внедрения в них габбро-перидотитовых интрузий, свидетельствует во многих случаях опрокинутое залегание осадочных пород карадока и верхнего силура, местами стоящих на головах (Тектурмасский, Чуилийский и другие пояса).

9. Не вдаваясь в механику дифференциации и разделения магмы на глубине, укажем лишь, что на основании фактического материала, имеющегося в нашем распоряжении, несомненно перидотитовые и габбровые интрузии тесно связаны между собой. Но образовались ли они путем дифференциации из одной магмы, по Штейнману (1926), или приурочены к одному участку земной коры в силу одинаковости событий в истории образования горных систем, по Хессу (1939), — вопрос настолько сложный, что не может быть пока разрешен. Несомненно одно, что если дифференциация и имела место, то она происходила на глубине, а не на месте внедрения, о чем свидетельствуют резкие контакты между змеевиками и габбро, а также наличие большого количества мелких штокообразных и жильных тел габбро, интрузирующих змеевики. Сам процесс внедрения, повидимому, происходил в две фазы, причем габбровая магма в пределах некоторых змеевиковых поясов (Тектурмасском, Кокчетавско-Акмолинском и др.) следовала по тем же каналам, что и перидотитовая магма, а в других случаях избирала самостоятельные пути. Примером этого случая служат Балхашский и Чуилийский змеевиковые пояса. Вернее, в пределах одного и того же пояса наблюдаются оба случая, но в одних поясах, как, например, в Тектурмасском, как раз подчеркивается тесная приуроченность габбровых массивов к перидотитовым, а в других поясах, как, например, Балхашском, наблюдаются чаще

обособленные массивы габбро и змеевиков и реже они встречаются вместе. В том случае, когда габбровые интрузии следовали по путям перидотитовой магмы, они, очевидно, внедрялись по внешней и внутренней границе перидотитовой залежи с вмещающими породами, так как в большинстве случаев перидотитовые тела залегают среди габбровых массивов (Тектурмасский пояс, Балхашский и Чуилийский). Далее, следует указать, что, повидимому, там, где габбровая магма внедрялась на незначительной глубине и мощность покрывающих осадков была невелика, образовались габбро-диабазовые разности (сопка Кенеспай, район сопки Кара-мурун Тектурмасского пояса).

10. В результате проведенного сопоставления змеевиковых поясов ясно видно, что ультраосновные и основные интрузии в пределах этих поясов проявлены в несколько различных формах, да и сами пояса отличаются историей своего развития и осадкообразования. В качестве примера приведем особенно резко бросающиеся в глаза отличия между двумя змеевиковыми поясами, Тектурмасским и Экибастузско-Чидертинским, как двумя крайними типами. В пределах Экибастузско-Чидертинского змеевикового пояса мы видим исключительное развитие перидотитов, в то время как в пределах Тектурмасского широко развиты также габбровые и габбро-диабазовые разности. Затем в разрезе нижнесилурийских отложений в Экибастузско-Чидертинском поясе слабо развиты эффузивы, преобладают яшмо-кварциты, в то время как в разрезе уртынджалского комплекса они широко распространены и, наоборот, меньшей мощностью обладает яшмо-кварцитовый комплекс. Наконец, по отношению к карадокским эффузивам наблюдается обратная картина: широкое развитие эффузивов карадока в Экибастузско-Чидертинском поясе и полное отсутствие их в Тектурмасском.

Отсюда ясно видно, что магматическая история развития данного интрузивного комплекса в пределах того или иного змеевикового пояса находится в тесной зависимости от процессов вулканизма и осадкообразования и, следовательно, и от процессов формирования складчатых структур, имевших место на данном участке земной коры. Поэтому для выявления закономерностей в этой зависимости необходимо в первую очередь знание истории развития этих древних антиклинальных зон. В настоящее время изучение их проводится Н. А. Штрейсом при составлении им сводки по нижнему палеозою Центрального Казахстана.

11. Что касается связи змеевиковых поясов с определенными стадиями развития земной коры, то в мировой литературе имеется ряд указаний, что офиолитовая формация характеризует геосинклинальную стадию развития земной коры.

Так, Г. Хесс (1939<sup>1,2</sup>) считает, что змеевиковые пояса тесно связаны с прогибом и, следовательно, характеризуют главный диастрофический момент в процессе горообразования. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг (1937, 1939) считал несомненным, что пластовые интрузии вообще приурочены к областям опускания, но отрицал наличие закономерной связи между кратогенами и орогенами, с одной стороны, и определенными ассоциациями магматических пород — с другой; поэтому он считает неправильным возводить в общее правило связь офиолитовых ассоциаций с геосинклинально-орогеническими зонами. При изучении змеевиковых поясов Центрального Казахстана становится несомненным тот факт, что формирование их характеризует в истории развития складчатых структур Казахстана какой-то главный, возможно поворотный момент, причем на всем протяжении развития этого участка земной коры этот момент не был повторен. Интересно, что по мере изучения других районов развития ультраоснов-

ных и основных интрузий все чаще и чаще попадаются указания на их одновозрастность для данного района и приуроченность к определенному осадочному комплексу, а также на их определенное положение в складчатой структуре в виде пластовых тел в сводовых частях линейно вытянутых антиклинальных поднятий.

Змеевиковые пояса известны и на Урале, и на Кавказе, и на Алтае, и в Саянах, и везде, где они характеризуются одними и теми же специфическими признаками, но возраст их для различных складчатых областей разный. Так, на Кавказе для ультраосновных интрузий устанавливается герцинский возраст. По данным И. В. Попова (1927—1929), эти интрузии приурочены к осям или зонам, близким к осям герцинских антиклиналей. Н. Е. Ефремов (1938), изучавший змеевиковые массивы Северного Кавказа, отмечает приуроченность их к древнейшим свитам, развитым в районе их выходов, «причем породы эти во многих случаях слагают антиклинальные складки», А. С. Гинзберг (1930) сопоставляет офиолитовую формацию Альп и Апеннин с ультраосновными и основными интрузиями Закавказья и отмечает разновозрастность этих двух комплексов, развитых собственно в пределах одного «альпо-кавказского орогена». В то время как офиолиты Средиземноморского пояса имеют, по Штейнману (1926), среднемеловой возраст, интрузия офиолитов Закавказья, по А. С. Гинзбергу, относится к миоцену.

Габбро-перидотитовые интрузии Урала описаны рядом исследователей (А. Н. Заварицкий, 1928, 1932, 1937, Г. Л. Падалка, 1932, 1937). Возраст их большинством исследователей определяется как девон — начало карбона (Падалка, 1937).

Комплекс ультраосновных и основных интрузий Алтая детально описан Н. А. Елисеевым (1938). Как видно из петрографического описания данного комплекса, ультраосновные и основные интрузии Алтая очень близки по своему составу к казахстанским интрузиям. Н. А. Елисеев выделяет два комплекса интрузий: прииртышский и западнокалбинский. Интересно, что в западной Калбе вмещающими породами для ультраосновных и основных пород являются вторичные кварциты, образовавшиеся, по данным Н. А. Елисеева, за счет туфов, порфиритов и других пород. Данные вторичные кварциты, повидимому, очень напоминают уртынджалский комплекс нижнего силура. Возраст ультраосновных и основных интрузий на Алтае точно не определен и принят Н. А. Елисеевым, по аналогии с Казахстаном, каледонским.

Ультраосновные и основные интрузии известны также в Саянах, где, по данным Н. Д. Соболева, перидотитовые интрузии приурочены к полосе, сложенной метаморфической известково-сланцевой толщей. Полоса эта вытянута в широтном направлении согласно с общим простиранием восточной части Саянского хребта. Далее на запад этот змеевиковый пояс изгибается дугой и уходит по направлению Катунских Белков. Перидотиты в пределах этой полосы образуют ряд крупных пластовых тел. Возраст этого змеевикового пояса относится, по данным Н. Д. Соболева (1934), к периоду послесаянской складчатости.

Как видно из всего изложенного, каждая складчатая страна прошла в своем развитии стадию, которая характеризуется внедрением ультраосновных и основных интрузий, образующих ряд пластовых тел обычно в своде крупных антиклинальных структур. Возраст этих интрузий очень различен, причем часто в рядом лежащих областях две офиолитовые формации резко отличаются по возрасту. Так, на Северном Кавказе возраст ультраосновных и основных интрузий герцинский, а в За-

кавказье — миоценовый. Аналогичная картина наблюдается при сопоставлении змеевиковых поясов Урала и Казахстана.

Змеевиковые пояса Казахстана имеют более древний нижнесилурийский возраст, на Урале же возраст ряда ультраосновных и основных интрузий датируется как девоно-карбоновый.

Для окончательного решения многих вопросов, затронутых в этой работе, требуется дальнейшее комплексное изучение геологии, тектоники и петрологии змеевиковых поясов других районов и в первую очередь наиболее молодых складчатых областей, где эти вопросы, очевидно, могут быть более легко и полно разрешены.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Архангельская И. М., Богданов А. А. и Трусова И. Ф. Очерк геологии северной части Голодной степи. Тр. Инст. геол. наук Акад. Наук, 1948, вып. 102.
- Богданов А. А. Новые данные о геологическом строении южной и западной окраин Карагандинского бассейна. Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1939, № 4.
- Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Тектоника Казахстана, т. 1, 1948.
- Боуэн Н. К. Общая история магматической дифференциации в кратком изложении. Сб. «Геология рудных месторождений Западных Штатов США». 1937.
- Вахрамеев В. А. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений северо-восточного Прибалхашья (Казахстан). Изв. Акад. Наук, сер. геол., 1940, № 4.
- Водорезов Н. И., Кассин Н. Г. и Медоев Г. Ц. Общая геологическая карта Казахстана. Описание Средне-Чидертинского и Улентинского листов. Тр. Всесоюз. геол. разв. об., 1933, вып. 318.
- Гинзберг А. С. Офиолиты Альпо-Апеннин и Закавказья. Тр. Геол. музея Акад. Наук, 1930, 7.
- Глазковская А. В. и Кропоткин П. Н. Граниты среднего течения р. Селеты. Изв. Акад. Наук, серия геологическая, 1940, вып. 2.
- Драверт П. А. Платина в окрестностях курорта Боровое и о возможности ее нахождения в других районах Казахстана. Изв. Зап.-Сиб. отд. Рус. географ. общ., 1928—1929, 6.
- Дэли Р. О. Изверженные породы и глубины земли. ОНТИ, 1936.
- Елисеев Н. А. Петрография рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, сер. 1, вып. 6. Изд. Акад. Наук, 1938.
- Заварицкий А. Н. Коренные месторождения платины на Урале. Мат. общ. и прикл. геол., 1928, вып. 108.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-из в Полярном Урале. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932.
- Заварицкий А. Н. Перидотитовые массивы Урала и окружающие их породы. Петрография СССР, сер. 1, вып. 7. Петрография Урала. Изд. Акад. Наук, 1937.
- Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород. Изд. Акад. Наук, М.-Л., 1941.
- Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк Северо-восточного Казахстана. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 165.
- Козырев А. А. Гидрогеологическое описание южной части Акмолинской области СПб., 1911.
- Коржинский Д. С. 1. Аягуз-Иртышский водораздел к востоку от хр. Чингиз. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 108.
- Коржинский Д. С. 2. Геология и петрология Экибастузского района. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 155.
- Кротов Б. П. Петрографические исследования южной части Миасской дачи. Тр. Общ. ест. Казан. унив., 1915, вып. 1.
- Кузнецов Е. А. Геологическое описание Саймоновской долины. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1936, 2, 74.
- Кузнецов Н. П. Месторождение магнезита Кенеспай Карагандинской области Казахской ССР. Материалы геологии Центрального Казахстана. Изд. Акад. Наук, 1940.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Тр. Геол. ассоц. Акад. Наук, 1934, вып. 1.

- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Проблемы магмы. Учен. зап. Ленингр. унив., 1937, 3, № 17.
- Наковник Н. И. Основные изверженные породы северо-восточного Прибалхашья. Изв. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, 50, вып. 77.
- Павлов Н. С. Геологические исследования в Кулан-Утмесском районе Казахской АССР в 1931—1932 гг. Тр. Казах. геол. упр., 1936, вып. 1.
- Падалка А. В. 1. Геологические и петрографические исследования в Верхне-Токрауском районе Казахской АССР. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1932, вып. 245.
- Падалка А. В. 2. Змеевиковая зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1932, вып. 50.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. 1934.
- Русаков М. П. Асбест в Казахской степи. Минер. сырье, 1930, № 5.
- Русаков М. П., Ваганов М. П. и Яговкин И. С. Успенско-Спасский район в северо-восточном Казахстане и его минеральные ресурсы. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1933, вып. 236.
- Сергиев Н. Г. Медно-никелевое месторождение Уртынджал. Изв. Геол. инст. Акад. Наук, 1938, № 1.
- Старостина З. М. и Красильников Б. Н. О стратиграфии нижнего палеозоя правобережья р. Уленты и северной окраины г. Еремантау. Изв. Акад. Наук, 1938, № 1.
- Худяков Н. А. Геология и полезные ископаемые Западно-Чингизских кряжей. Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана, 1941, вып. 20.
- Шлыгин Е. Д. и Тацинина М. В. Иммантавский массив основных пород. Разведка недр, 1937, № 15.
- Штрейс Н. А. Новые данные о стратиграфии нижнего палеозоя Центрального Казахстана. Изд. СОПС Акад. Наук, 1940.
- Яговкин И. С. Геологический очерк Джезказган-Улутавского района. Сб. «Большой Джезказган», Изд. Акад. Наук, 1935.
- Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. Чуилийский водораздел, Бедпакдала и Муюн-кумы. Тр. Казах. фил. Акад. Наук, 1941, вып. 13.
- Gilluly J. The origin of the albite granite near Sparta, Oregon. U. S. Geol. Surv., Prof. Paper, 1933, 175-e, 65—81.
- Steinmann G. Die ophiolitischen Zonen in den Mediterranean Kettengebirge. XIV Internat. Geol. Congress C. R. Madrid, 1926, 638—667.
-

## СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
I. Введение . . . . .	1
II. История исследования . . . . .	2
III. Распространение змеевиковых поясов . . . . .	3
IV. Описание змеевиковых поясов . . . . .	6
1. Тектурмасский змеевиковый пояс . . . . .	6
2. Экибастууско-Чидертинский змеевиковый пояс . . . . .	37
3. Балхашский змеевиковый пояс . . . . .	55
4. Чулийский змеевиковый пояс . . . . .	78
5. Кокчетавско-Акмолинский змеевиковый пояс . . . . .	87
6. Ерементавский змеевиковый пояс . . . . .	90
7. Божекульский змеевиковый пояс . . . . .	91
8. Улутавский змеевиковый пояс . . . . .	94
9. Чингивский змеевиковый пояс . . . . .	97
V. Сопоставление змеевиковых поясов и некоторые выводы . . . . .	100
Литература . . . . .	106

*Печатается по постановлению Редакционно-издательского совета Академии Наук СССР*

Редактор издательства *С. Т. Попова*. Технический редактор *М. Л. Темерлин*.  
Корректор *В. Б. Несвижский*

РИСО АН СССР № 2628. А—04037. Издат. № 1332. Тип. заказ № 3896.  
Подп. к печ. 28/IV 1948 г. Формат бум. 70×108/16. Печ. л. 6<sup>3</sup>/<sub>4</sub> + 1 вкл. Уч.-издат. 10,5. Тираж 1500.

2-я тип. Издательства Академии Наук СССР, Москва, Шубинский пер., д. 10

**ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

*Геологическая серия*

**Вып. 6 (№ 1).** Стр. 60. Ц. 3 р. 75 к.

А. А. Арсеньев. Северо-западное Прибайкалье. Материалы по петрографии кристаллических сланцев и массивно-кристаллических пород бассейна рр. Тыи и Кунермы.

**Вып. 7 (№ 2).** 1940, Стр. 101. Ц. 7 р. 50 к.

И. Д. Корженевский. О некоторых новых видах фузулинид из нижнепермских известняков Ишимбаева и Стерлитамакских гор-одиночек. Д. М. Раувер-Черноусова. Стратиграфия верхнего карбона и артинского яруса западного склона Урала и материалы к фауне фузулинид.

**Вып. 8 (№ 3).** 1940. Стр. 69. Ц. р .

Б. А. Петрушевский. Палеогеография и тектоника Афганистана и Таджикистана.

**Вып. 14 (№ 4).** 1940. Стр. 83. Ц. 7 р.

А. И. Москвитин. Лёссы и лёссовидные породы Сибири.

**Вып. 15 (№ 5).** 1940. Стр. 80. Ц. 6 р. 50 к.

В. П. Маслов. Литологические черты среднего кембрия р. Ангары.

**Вып. 16 (№ 6).** 1939. Стр. 121. Ц. 5 р. 50 к.

Н. М. Страхов. Доманиковая фация Южного Урала.

**Вып. 27 (№ 7).** 1940. Стр. 44. Ц. 4 р. 50 к.

А. А. Арсеньев. Олекмо-Витимская горная страна. Геология правобережья р. Витима.

**Вып. 28 (№ 8).** 1940. Стр. 90. Ц. 7 р. 50 к.

В. И. Громов. Материалы по геологии Омско-Барабинского района.

В. А. Хохловкина. Террасы Азовского побережья между Ростовом и Таганрогом. Л. А. Юшко. Четвертичные отложения Южной Башкирии.

**Вып. 32 (№ 9).** 1940. Стр. 50. Ц. р.

А. Л. Яншин. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии стенных пространств, лежащих к югу от Мугуджар.

**Вып. 33 (10).** 1940. Стр. 43. Ц. 3 р.

Г. Ф. Мирчинк. Миндель-рисские межледниковые отложения Русской платформы. В. И. Громов. Остатки *Elephas antiquus* Falс. четвертичных отложений г. Москвы. В. И. Громов. Материалы к изучению террас р. Терка между Орджоникидзе и Моздоком. В. И. Громов. Новые находки четвертичных млекопитающих на Урале и Салаире в 1938 г.

**Вып. 42 (№ 12).** 1940. Стр. 42. Ц. 3 р.

А. И. Кравцов и М. Н. Элинсон. К вопросу о влиянии подземных вод на газоносность угольных месторождений в Донецком бассейне. С. Е. Колотухина. О вулканогенной фации нижнего карбона в Центральном Казахстане. Б. М. Келлер. Верхнемеловой флиш на Западном Кавказе.

## **ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР**

К. В. Никифорова. Очерк континентальной истории восточного склона Южного Урала в районе верховьев рр. Тобола и Суундука. Г. С. Конникова. К вопросу о пластических деформациях глин при усадке (в порядке постановки вопроса).

**Вып. 45 (№ 13).** 1948. Стр. 104. Ц. 8 р.

К. В. Никифорова. Континентальные мезозойские и кайнозойские отложения восточного склона Южного Урала.

**Вып. 47 (№ 14).** 1941. Стр. 60. Ц. 4 р. 50 к.

П. Н. Кропоткин. Значение тектонических процессов для образования кислых магм.

**Вып. 48 (№ 15).** 1947. Стр. 128. Ц. 11 р.

Б. М. Келлер. Верхнемеловые отложения Западного Кавказа.

**Вып. 52 (№ 16).** 1941. Стр. 98. Ц. 7 р. 50 к.

А. П. Чураков. Протерозой северо-западной части Восточного Саяна.

**Вып. 60 (№ 18).** 1941. Стр. 34. Ц. 2 р. 50 к.

П. И. Лунин. О генетической связи соляных и нефтеносных погребенных структур Приуралья.

**Вып. 63 (№ 20).** 1941. Стр. 90. Ц. 7 р. 60 к.

З. М. Старостина, Б. Н. Красильников, Н. Г. Сергиев, И. Ф. Труслова. Геологическое строение северо-восточной окраины гор Ерментау и прилегающей части долины р. Уленты.

**Вып. 73 (№ 22).** 1947. Стр. 268. Ц. 24 р.

Н. М. Страхов. Железородные фации и их аналоги в истории Земли (опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования).

**Вып. 76 (№ 23).** 1944. Стр. 116. Ц. 7 р.

В. В. Белоусов. Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР.

**Вып. 85 (№ 24).** 1947. Стр. 64. Ц. 7 р.

В. П. Маслов. Геология верховьев рек Лены и Киренги.

**Вып. 87 (№ 25).** 1947. Стр. 83. Ц. 8 р.

В. И. Данчев. Опыт литологического изучения нижней части отложений татарского яруса Казанского Поволжья.

**Вып. 88 (№ 26).** 1947. Стр. 70. Ц. 6 р.

Е. В. Шанцер. О древнечетвертичных (миндельских) ледниковых отложениях в г. Москве. А. И. Москвитин. Молого-Шекснинское межледниковое озеро. И. М. Покровская. О стратиграфическом положении глин с макклинтокиями с р. Лозьвы на Северном Урале. Е. Н. Шуккина, О возрасте отложений высоких террас среднего течения р. Чусовой. Л. Д. Шорыгина. Основные этапы формирования рельефа Московской области. Н. В. Кинд. Стратиграфия рыхлых отложений восточного склона Урала (Исовский район).