

А К А Д Е М И Я Н А У К С О Ю З А С С Р

Т Р У Д Ы
ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

ВЫПУСК 72. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 22). 1945

Н. А. СИРИН

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Н. А. СИРИН

ГЕОЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ
ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

ВВЕДЕНИЕ

Приполярный Урал, геологическому описанию которого посвящена настоящая работа, охватывает собою часть Уральского хребта, расположенную в пределах 62° — 66° с. ш., т. е. от верховьев р. Северной Сосьвы до верховьев р. Ляпин на восточном склоне и от верховьев р. Печоры до верховьев р. Хоруты на западном.

До самого последнего времени Приполярный Урал в геологическом отношении оставался весьма слабо изученным. Геологическая карта этого района, составленная на основании редких маршрутов Э. Гофмана, Е. С. Федорова, Д. И. Иловайского и Грязнова, не могла отражать в полной мере геологического строения этого огромного участка Уральского хребта и вместе с тем, конечно, не могла удовлетворить тех запросов промышленности, которые в послереволюционное время начали предъявляться к полярным областям Урала в связи с открытием здесь весьма ценных полезных ископаемых, особенно месторождений горного хрусталя.

Чтобы восполнить создавшийся пробел, были организованы более детальные геологические исследования всей отмеченной территории Приполярного Урала, которые, начиная с 1932 по 1938 гг. включительно, и выполнялись автором настоящей работы.

В задачу исследований входило составление геологической карты в масштабе 1 : 200 000, описание общего геологического состояния изученного района и всех выявленных в нем полезных ископаемых. С 1932 по 1935 гг. работы велись от Уральского геологического управления. За этот период была охвачена площадь в 12 000 км², расположенная между 62° — $63^{\circ}30'$ с. ш. и $59^{\circ}09'$ — $60^{\circ}25'$ в. д. в пределах Нижесимвольского национального совета. В последующие 3 года (1936—1938 гг.) работы велись от Арктического института в районе Ляпинского Урала, в пределах $64^{\circ}20'$ — $65^{\circ}20'$ с. ш. и $59^{\circ}30'$ — $62^{\circ}00'$ в. д. на площади около 10 000 км² на территории Саранпаульского национального совета.

Одновременно с геологическими исследованиями производилась топографическая съемка масштаба 1 : 100 000, опирающаяся на сеть новых астро-радиопунктов, установленных и определенных в 1936—1937 гг. Геологическая съемка сопровождалась поисковыми работами на редкие и благородные металлы. Таким образом общая площадь, охваченная геологическими исследованиями, определяется в 22 000 км².

Для удобства дальнейшего изложения мы будем называть южную часть исследованной нами области Сосьвинским Уралом, а северную — Ляпинским Уралом.

В районе Сосьвинского Урала административным центром служит пос. Няксимволь, расположенный на р. Сев. Сосьве в 3 км ниже устья ее левого притока р. Няысь; кроме того, в том же районе имеется несколько населенных пунктов, расположенных по рр. Сосьве, Лопси-Я, Няысь и Воль-Я.

В районе Ляпинского Урала административным центром является пос. Саран-Пауль, расположенный на р. Ляпин, в 2 км ниже устья



Фиг. 1. Река Сев. Сосьва. Выезд отряда экспедиции на полевые работы

р. Щокурь-Я. Кроме того, имеются небольшие поселки: 1) Юрты Ясунт на р. Ляпин, в устье р. Манья, 2) Щокурь-Я на р. Щокурь-Я, в 5 км от ее устья и 3) Юрты Манья на р. Манья, в 15 км от ее устья.

Первые сведения о полезных ископаемых Приполярного Урала относятся к XVII столетию. Однако эти сведения настолько скудны, что составить какое-либо представление о геологической обстановке, в которой эти полезные ископаемые встречаются, не представляется возможным (Де-Ламартиньер П. М., 1912). Наиболее достоверные сведения о полезных ископаемых края относятся к началу XIX столетия, когда поисковая партия Верхованова (Ковальский, 1853) производила поисковые работы на золото (1828—1829 гг.).

В 30-х годах прошлого столетия южная часть Приполярного Урала была исследована экспедицией Горного департамента, производившей исследование под руководством М. Протасова (1831). Эта экспедиция в основном занималась поисковыми работами на благородные металлы; ею были открыты золотоносные россыпи в районе верховий рр. Сев. Сосьвы и Лозьвы. Кроме того, экспедиция открыла месторождение магнитного железняка Северного рудника (р. Лозьва) и признаки медного оруденения на р. Сев. Сосьве в 6 км выше устья р. Маньи (фиг. 1).

Начало геологическим исследованиям Приполярного Урала положила экспедиция Русского географического общества, работавшая под руко-

водством Э. Гофмана, который в подробном отчете об экспедиции (1856) описал геологию, орографию и гидрографию местности. Топографы экспедиции Юрьев и Брагин составили географическую карту Северного Урала и Пай-Хоя в масштабе 1:110 000, опубликованную в 1853 г. Обоснованием для этой карты послужили многочисленные астрономические пункты, определенные М. Ковальским (1853). В своем отчете Э. Гофман описывает хлоритовые и слюдяные сланцы, граниты и роговики, слагающие вершину горы Шатмаги. У подножья горы Кош-Нер им отмечена глыба кварцитов, а на вершине горы, в виде скалистых утесов, наблюдались выходы хлоритовых сланцев с большим количеством кварцевых жил. В районе Польш-Я им отмечены диориты. В районе р. Вангура, в скалистых обнажениях метаморфических сланцев и кварцитов, встречены кристаллические доломиты, а на вершине горы граниты. На водоразделе рр. Манья и Вангура были обнаружены коренные выходы кварцитов с прослоями слюдяных сланцев, а в россыпи, вблизи обнажения, многочисленные валуны гранита и диорита. В верховьях рр. Хоруты, Лимбеко-Ю и Болбан-Ю отмечается широкое развитие тальковых и тальково-глинистых сланцев, кварцитов и кварцитовых конгломератов, среди которых имеются выходы гранитов и диоритов. Кроме того, в районе р. Болбан-Ю отмечено наличие жил светлосерых сиенит-порфиров. В россыпях р. Польш-Я работами названной экспедиции было установлено наличие признаков золота. Таким образом, экспедицией Э. Гофмана были установлены почти все породы, слагающие в основном описываемый нами район, за исключением восточного склона, на который деятельность экспедиции не распространялась. Несмотря на краткость геологических сведений и устарелость петрографического определения горных пород, работа Э. Гофмана до сих пор еще сохраняет свою ценность.

В начале 50-х годов Федором Шишкиным (1864) были проведены поисковые работы на золото; в результате этих работ была составлена небольшая схематическая карта Уральского хребта, на которую нанесены обнаруженные в то время золотоносные участки; на часть последних сделаны заявки (рр. Манья, Щокур-Я и Хулга).

В 1857 г. Н. А. Абрамов (1857) составил подробное описание Березовского края и дал краткие сведения о рельефе горных пород и золотоносности Ляпинского края.

В 70-х годах прошлого столетия Ляпинский край посетил И. Завалишин, который дал краткие сведения о географии и полезных ископаемых Ляпинского края (1862).

С 1870 по 1876 гг. р. Ляпин и ее притоки посетили Лебедев и Новиков. Ими впервые был найден аммонит из юрских отложений по р. Сортын-Я, который был доставлен М. И. Сидоровым на Всероссийскую Мануфактурную выставку (1870).

В середине 80-х годов в районе Приполярного Урала развернули свою активную деятельность А. М. Сибиряков и К. Д. Носилов (1885, 1886, 1909) по изучению Обь-Печорского пути. Они обследовали речную систему рр. Сосьвы и Ляпина и перевалы на этих широтах через Урал. Носилов в своем отчете отмечает золотоносную область в зоне контакта метаморфических сланцев с кристаллическими породами восточного склона. Он впервые отметил распространение в Ляпинском крае мезозойских отложений. Собранные им коллекции верхнеюрских и нижнемеловых окаменелостей, переданные на хранение в Горный институт (1885, 1886, 1909), впоследствии изучались А. П. Павловым, Д. В. Соколовым и С. Н. Никитиным при монографической обработке мезозойской фауны Европейской части России (фиг. 2).

М. В. Малахов в своем географическом очерке Северного Урала, составленном в 1887 г., сообщает ряд сведений по географии и россыпным месторождениям золота Ляпинского края (1887).

В районе Сосьвинского Урала и в южной части Ляпинского Урала

в середине 80-х годов прошлого столетия начал свои исследования Е. С. Федоров совместно с горным инженером Л. А. Лебедзинским и топографом П. П. Ивановым; последний производил топографическую съемку отмеченной области и составил топографическую карту в масштабе 3 версты в 1 дюйме, послужившую впоследствии основой для составленной Е. С. Федоровым геологической карты в масштабе 5 верст в 1 дюйме. Л. А. Лебедзинский вел поисковые работы на золото в бассейне рр. Сосьвы, Маньи и Лопси-Я. Следы этих работ (склады, шурфы, канавы, отвалы) можно встретить на Северном Урале и в настоящее время.

Результаты работ этой экспедиции, финансируемой Горным департаментом, изложены в Горном журнале в виде дневника с приложенными к нему геологическими картами в масштабах 5 и 20 верст в 1 дюйме.



Фиг. 2. Водораздельный хребт Сосьвинского Урала. Передвижение отряда экспедиции

В отличие от всех предыдущих исследований Северного Урала работа Е. С. Федорова дает довольно полное представление о геологическом строении края. В отложениях среднего палеозоя им выделяются нижний, средний и верхний девон и карбон, а среди мезо-кайнозоя — верхняя юра, нижний мел и палеоген. Е. С. Федоров весьма тщательно обработал собранный им петрографический материал, и хотя употребляемые им названия пород не вполне соответствуют современным петрографическим терминам, тем не менее (при переводе их на современный петрографический язык) они дают вполне правильное представление о составе пород данного района (Федоров, 1898).

В 1898 и 1899 гг. разведочные работы на золото по правым притокам р. Хулги производил Н. Романов, указавший на наличие золота по р. Манье и некоторым ее притокам.

В 1900 и 1901 гг. поиски золота в Ляпинском крае продолжили Пономарев и Грязнов. Они произвели шурфовку и опробование низовьев рр. Тохлой, Маньи, Поль-Я, Щокур-Я и Сörтынь-Я, и выделили участки для старательских работ по рр. Мань-Я и Поль-Я.

Геологические коллекции и карты обнажений, составленные Пономаревым и Грязновым, были обработаны Д. В. Соколовым, который на

основании этих материалов дал первую схематическую геологическую карту края и краткую объяснительную записку к ней. Для центральной части Урала он описывает зеленые сланцевые породы, а также слюдинокварцитовые сланцы и мраморы. Далее, к востоку, он выделяет полосу кристаллических пород из группы диоритов с подчиненными габбро, диабазами и порфиритами. Среди них Соколов отмечает встречающиеся иногда, например по р. Хальмер-Ю, известняки, которые условно считает девонскими. В холмистой части района он упоминает мезозойские отложения, перекрытые мощным покровом озерных и речных четвертичных наносов. В восточной части, где развит мощный покров четвертичных наносов, он отмечает холмистые гряды ледникового происхождения. Следы недавнего оледенения отмечены им и в горной части края. Соколов считает, что ледники покрывали сплошным покровом Центральный



Фиг. 3. Возвращение экспедиции с полевых работ

Урал и распространялись с него по прилежащим долинам Ляпинского края, в направлении с запада на восток, достигая долины р. Хулги (фиг. 3).

Небольшое количество мезозойских окаменелостей, имевшихся в коллекциях Пономарева и Грязнова, было передано А. П. Павлову, который по этому поводу в 1910 г. сделал доклад на IX съезде Общества русских естествоиспытателей и врачей. Павлов по находкам аммонитов впервые указал на распространение в Ляпинском крае портландских и неокотских осадков (1902).

Начиная с 1902 г., в Ляпинский край (для изучения мезозойских отложений) совершил несколько поездок Д. И. Иловайский, который описал разрезы юрских отложений в низовье рр. Сёртынь-Я, Ятрии, Воль-Я, Толь-Я, Лопси-Я и Сев. Сосьвы. Собранный в этих разрезах богатая фауна была изучена им и А. П. Павловым (1902). Из верхнеюрских глауконитовых песков р. Сертынь Д. И. Иловайским описана оригинальная фауна, представленная *Pavlovia* и *Aucella scythica* Сок., сходная с фауной западноевропейского портланда (1910₂).

В своих работах Д. И. Иловайский отмечает пологие складки среди юрских отложений с углом падения крыльев до 15°. Кроме того, им составлено подробное описание Ляпинского края, содержащее историче-

ский обзор исследований, географический и геологический очерки, с приложением схематических геологической и географической карт Ляпинского края (1903, 1904, 1910^{1, 2}, 1917).

Летом 1907 г. Сосьвинский участок был захвачен работами Г. Дюнарка, который дал детальное петрографическое описание пород района с большим количеством химических анализов и микрофотографий. К этой работе приложена геологическая карта в масштабе 1 : 200 000.

В 1919 г. в Ляпинском крае совершил поездку по рр. Ляпину и Сортынь-Я П. Л. Низковский, который произвел ковшевое опробование рек Ляпинского района. Результаты работ остались неизвестными из-за гибели материала в период гражданской войны.

В 1929 г. район Сев. Сосьвы посетил С. Ф. Машковцев с целью геологического изучения края, выяснения его нефтеносности. В этой экспедиции принял участие и автор настоящей работы. С. Ф. Машковцевым



Фиг. 4. Перемещение отряда экспедиции

опубликована статья (1933), в которой изложены геологические наблюдения по р. Сев. Сосьве.

С 1927 г. в составе Североуральской комплексной экспедиции, организованной СОПС Академии наук и Уральской плановой комиссией, принимал участие А. Н. Алешков, сначала в качестве коллектора, а затем геолога.

Результаты работ А. Н. Алешкова изложены в его многочисленных статьях, помещенных в изданиях Академии Наук и в отдельных рукописных отчетах. В своих работах Алешков дает общее геологическое описание района и довольно детальную петрографическую характеристику отдельных образцов горных пород, собранных им во время полевых наблюдений. К своей последней сводной работе Алешков прилагает геологическую карту масштаба 1 : 400 000.

Вследствие редкости маршрутной сети и исключительно своеобразной трактовки некоторых вопросов геологии и петрологии, геологическая карта и описание к ней не дают ясного представления о подлинном геологическом строении этого района. В своих работах, посвященных описанию геологии Ляпинского края, А. Н. Алешков высказал ряд необычных взглядов на происхождение метаморфических и изверженных пород

и выдвинул гипотезу о связи горообразовательных процессов (фиг. 4) с накоплением «энергетических осадков» (углей).

Кварциты, кварцитовые конгломераты и мраморы центральной полюсы Урала А. Н. Алешков считает за изверженные породы, образовавшиеся в результате палингенеза, а серицито-кварцитовые конгломераты с окатанной галькой кварцитов — за эруптивную брекцию или эруптивные конгломераты. Эффузивную формацию Приполярного Урала, в том числе: спилиты, диабазы, порфириты и их туфы, он относит к гипабиссальным интрузиям (1929_{1, 2, 3, 4}, 1930, 1931, 1933, 1934_{1, 2}, 1935_{1, 2, 3, 4, 5}, 1937_{1, 2}).

По мнению А. Н. Алешкова, перидотиты не являются изверженными породами в обычном понимании, а представляют собой продукты инъекции дунитовой магмы в пироксениты (1929₄).

Не останавливаясь на остальных оригинальных взглядах А. Н. Алешкова, считаем необходимым отметить, что обилие общих рассуждений, недостаточное обоснованных фактическим материалом, придает его работам крайне субъективный характер.

Одновременно с А. Н. Алешковым в 1929 г. в районе Ляпинского Урала производил исследования четвертичных отложений С. Г. Боч, который изучил разрезы и составил колонку четвертичных отложений Ляпинского края. Кроме того, А. Н. Алешковым и С. Г. Боч производились исследования гляциальных отложений (1935, 1937).

Начиная с 1932 г. и по настоящее время автор данной работы производит геологические исследования Приполярного Урала, результаты которых (за 1932—1939 гг.) и приводятся здесь.

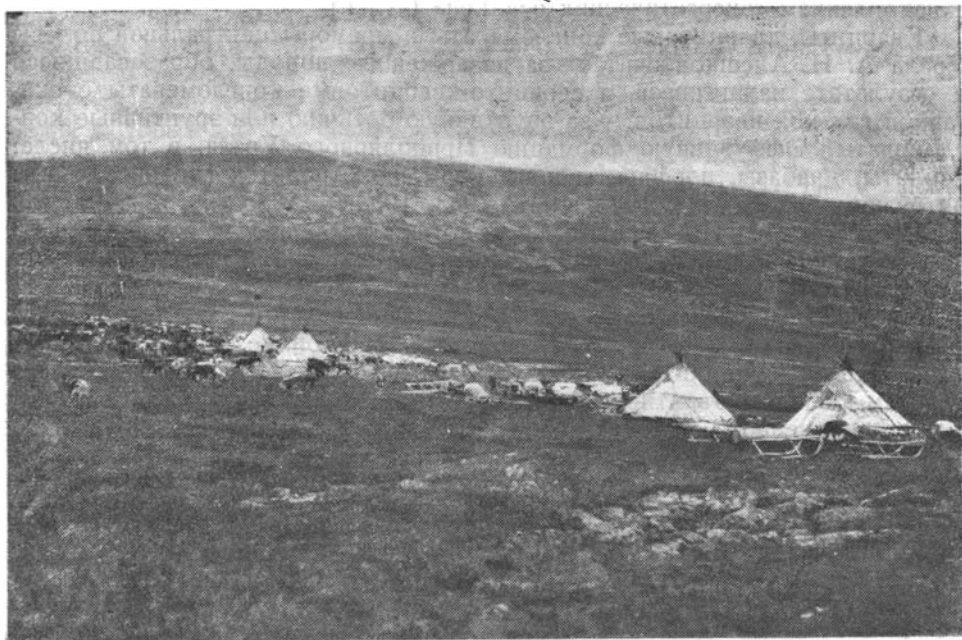
1. ОРОГИДРОГРАФИЯ

Начиная с южной границы района наших исследований — 62° с. ш. и до широты 64°30', Уральский хребет вытянут почти строго в меридиональном направлении. К северу от широты 64°30' он делает крутой поворот на северо-восток. Одновременно с изменением простирания цепи Уральских гор изменяется и простирание уральских складок в том же направлении. В орографическом отношении Приполярный Урал можно разбить на четыре полосы, вытянутые в соответствии с его меридиональным простиранием.

Первая полоса, высокогорная, именуется в Сосьвинском Урале Поясовым камнем (фиг. 5), а в районе Ляпинского Урала — Неройско-Народно-Кожимским кряжем (фиг. 6). В пределах южного района наших исследований эта высокогорная полоса дает две ветви: восточную и западную, идущие параллельно друг другу. Восточная гряда, сложенная преимущественно зелеными сланцами, представлена рядом гор: у южной рамки находится гора Яны-Хася-Нел, от которой к северу идут: Паль-Соут-Тумп (с абс. отметкой 782 м), Таыт-Талях Тумп (772.3 м), Таравиль (711.7 м), Мань-Тумп (712.7 м), Малый Иоут-Хури (791.3 м), Иоут-Хури (971.0 м), Мань-Кот-Нер (940.0 м), Яны-Кот-Нер (1100—824 м), Пас-Нер (898.5—477.1 м), Нер-Ойка (618.5 м) и Ахтас-Соут (466.0 м); севернее последней наблюдается ряд невысоких безыменных гор и холмов, которыми постепенно и заканчивается самая восточная гряда.

В районе северного окончания Мань-Кот-Нера (940.0 м) наблюдается небольшое ответвление от восточной гряды к северо-востоку, которое слагает горы Лопси-Я-Тумп (755.0 м), Семул-Соут (660.0 м) и Нохор-Тумп (720 м). Северная оконечность Яны-Кот-Нера, Пас-Нера и Эквасяхла (490.4 м) также представляет некоторое ответвление к северо-востоку от общего направления только что описанной гряды.

Высокогорный характер восточной гряды сохраняется до р. Няньсы, к северу от которой эта полоса настолько пенепленизирована, что совершенно утрачивает характер горной страны.



Фиг. 5. Поясовой хребет Сосьвинского Урала. На переднем плане стоянка оленеводов Няксимвольского колхоза

Западная горная гряда сложена преимущественно кварцитами и кварцевыми сланцами и только в южной своей части — зелеными метаморфическими сланцами и амфиболитами. В южной части она представлена горами Хася-Сяхал (900 м), Мань-Пут-Турн (740 м) и Яны-Пут-Турн (954.0 м). От них к северу идут: Ося-Ур-Котли-Тумп (820 м), Мань-Вондер-Сяхал (870 м), Яны-Вондер-Сяхал (930.3 м), Леснан-Сяхал (840 м), Печер-Талях-Сяхал (930.3 м), Тосемтоу-Нел (940 м), Нер-Иоуль (720 м), Тосем-Ахтас-Тумп (750.0 м), горы Етинева (794.5 м), Нейлан-Тумп (880 м), Атер-Тумп (900 м), Хурум-Паталы (747.9 м), Янк-Тумп (721.6 м), Мань-

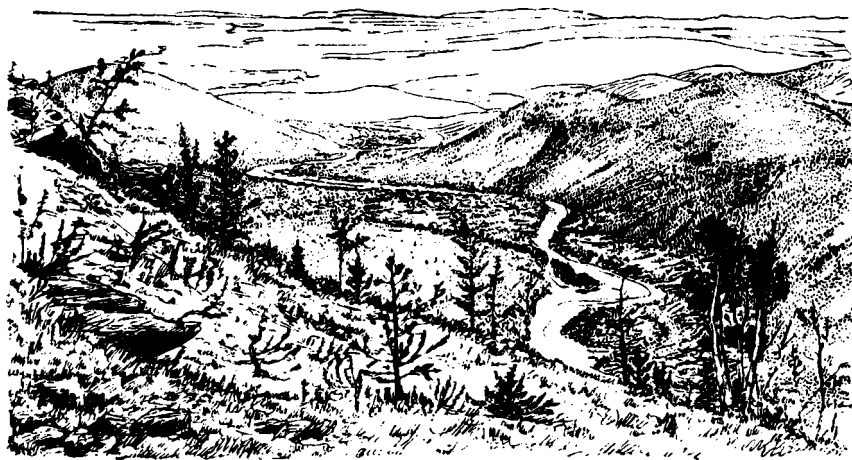


Фиг. 6. Гора Народа. Вид с востока

Янк-Тумп (809.6 м), Сатензи (680.1 м), Халь-Тумп (671.2 м), Мань-Хап-Хартен-Тумп (700 м) и Яны-Хап-Хартен-Тумп (689.1 м). Далее на север западная гряда значительно понижается, но в районе р. Толжи она снова приобретает горный характер, сохраняя его до северной границы Сосьвинского Урала.

В северной половине района (примерно на широте р. Нясы-Манья), появляется вторая западная горная гряда, описанная предыдущими исследователями как Ылычский поясовый камень. В южной части эта гряда представлена гранитным массивом Мань-Хамбо (886.4 м), Хомсен-Сори (804.9 м) и Анквал-Суп-Нел (853.4 м). От них к северу идут горные массивы, сложенные преимущественно кварцитами и кварцитовыми конгломератами: Ярута (640), Мань-Янкеч (700 м) и Яны Янкеч (898.4 м).

Линия, разделяющая воды Европы и Азии, вначале идет по первой западной горной гряде до Печер-Талья-Сяхал, где она круто поворачивает на восток через Нер-Йоуль и Келы-Тумп в направлении к восточной горной гряде.



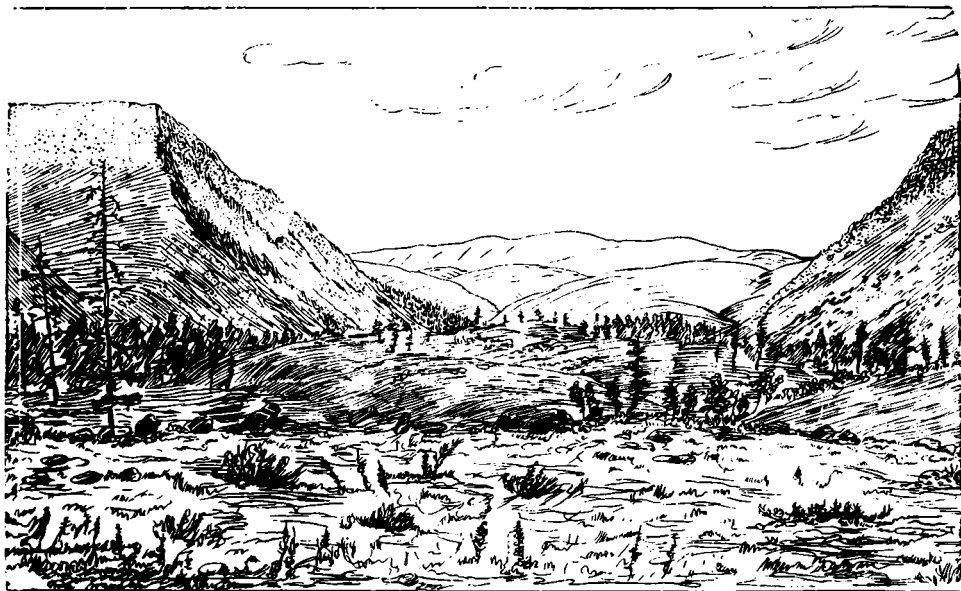
Фиг. 7. Восточные увалы. Вид с горы Саран-Шор-Нер на запад.
На переднем плане долина р. Народы

В районе Яны-Кот-Нера водораздел снова переходит на западную горную гряду, а в районе Яны-Хап-Хартен-Тумп — на вторую западную гряду и идет по ней до северной границы исследованного района.

В состав этой полосы в районе Ляпинского Урала с юга на север входят следующие горы: Нер-Ойка (1722 м), Сале-Урне-Хум (1485), Городкова (1779 м), Манси-Нер (1772 м), Народная (Народа) (1883), Карпинского (Карпин-Нер) (1793 м), Старуха-Из (1343 м), Старик-Из (1300 м); в северной части района располагается многовершинный массив Сана-Из (Россомаха, 1386). К северу от широты р. Маньи от названной гряды отходит большое ответвление, представленное на юге: хребтами Б. Чендер (1282 м) и М. Чендер (1319 м), на севере — Лапча (1425 м); последняя через ряд безыменных вершин соединяется с восточным отрогом горы Сана-Из. К северу от горы Сана-Из высокогорная полоса прорывается долиною р. Кожим. По правобережью последнего продолжением описываемой гряды служат хребты Ярота (1406 м) и Сэлям-Из (1533 м). Сильная расчлененность и свежесть форм типичного альпийского рельефа является характерной чертой данной полосы.

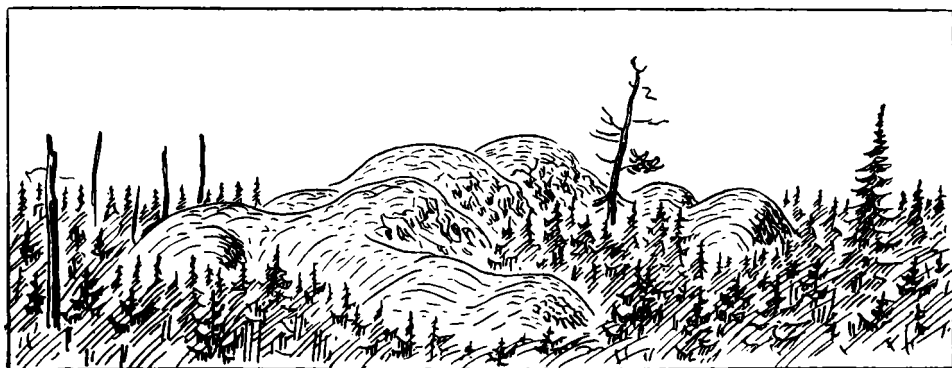
Второй орографической полосой Приполярного Урала является область восточных увалов (фиг. 7), наиболее отчетливо выраженных в Ляпинском районе во внутренней части дуги, образовавшейся в связи с крутым поворотом Уральского хребта на северо-восток.

В Северососьвинском районе этой полосе соответствует северо-восточное ответвление от горы Мань-Кот-Нера, состоящее из гор: Лопси-Я-Тумп, Семул-Соут и Нохор-Тумп.



Фиг. 8. Восточные увалы. Вид на восток с восточных отрогов горы Народа. На переднем плане троговая долина р. Народа и гор Б. и М. Чендер

В Ляпинском районе область восточных увалов достигает 60 км в ширину на широтах р. Народной (Народа) и Хальмар-Ю. Большинство гор, слагающих восточные увалы, поднимаются значительно выше пределов



Фиг. 9. Ландшафт Курчавых скал близ р. Тохлой

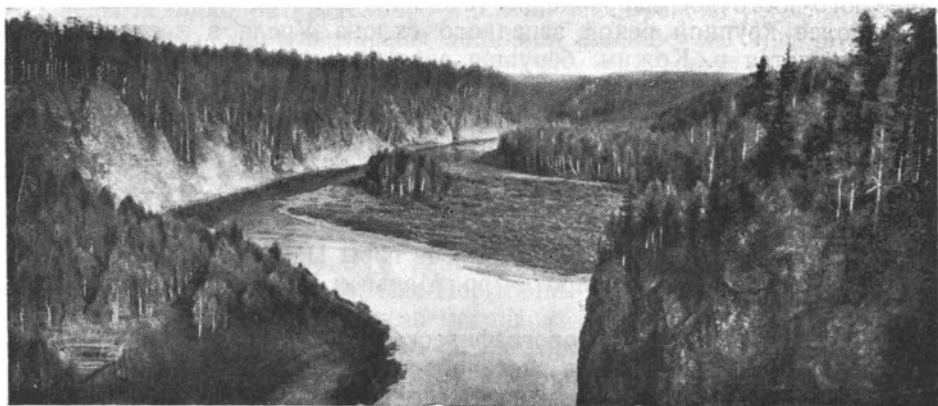
распространения лесной растительности, особенно в районе рр. Народы и Тохлая. Именно это заставило нас воздержаться от предложенного А. Н. Алешковым названия «Лесной Урал», как не отвечающего действительности (фиг. 8).

Характерной чертой для этой области является общая сглаженность и мягкость форм рельефа и радиальное расположение увалов. Горы, слагающие область увалов, не имеют в большинстве случаев названий. Отдельные вершины с названиями, отмеченными нами, расположены на севере: Ялпинг-Нер и Парус-Из (946 м) — на левом берегу р. Болбан-Ю;

по правому берегу р. Хальмер-Ю (656 м) Дона-Чай, Верга-Из и в районе р. Народной (Народа) — Саран-Шор-Из (783 м); на водоразделе Поль-Я и Манья (923 м) находятся значительные горы Дьяволо-Из (632 м), Ярота и Кош-Нер (894 м).

Третья орографическая полоса описываемого района расположена к востоку от области распространения метаморфических сланцев и к востоку же от восточных увалов. Она представлена мелкосопочной, в целом пенебленизированной грядой, выделенной в более южных частях Северного Урала под названием «увалистой полосы восточного склона» (Федоров Е. С., 1898). Эта полоса, как и в других частях Урала, сложена среднепалеозойскими породами, что существенным образом отличает ее от описанных выше полос, сложенных метаморфическими и древними глубинными породами (фиг. 9).

Подмеченное Е. С. Федоровым «выклинивание увалистой полосы восточного склона на север» подтверждается и в нашем районе. Так, например, в районе Ивделя ширина увалистой полосы достигает 60 км, в Ньяк-



Фиг. 10. Река Сев. Сосьва при впадении в нее р. М. Сосьвы

символьском районе она суживается до 35 км, а на широте р. Воль-Я она не превышает 3—4 км и местами полностью перекрыта мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Высоты, входящие в состав увалистой полосы, обычно не превышают 100—150 м.

К востоку от увалистой полосы находится область Западно-Сибирской низменности, сложенная мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Граница между низменностью и увалистой полосой имеет характер абразионного уступа высотой до 30—40 м.

В западной части низменной полосы (в основном следуя контурам увалистой полосы) прослеживается зона мелких холмов, сложенных рыхлыми породами мезозойского возраста и моренными грядами последнего оледенения.

Главной водной артерией района является р. Сев. Сосьва, берущая начало в самой южной части Северососьвинского Урала в горах Мань-Пут-Турн и Яны-Пут-Турн (фиг. 10). С севера она омывает габбровый массив Ялпинг-Нер, а ниже течет среди эффузивно-осадочной толщи среднего палеозоя и рыхлых осадков мезо-кайнозоя.

В пределах Северососьвинского района в р. Сев. Сосьву впадают слева р. Манья с притоками: Тосемтоу и Мезопатъя, р. Лопси-Я с притоками Хунтынъ-Я и Нохор, р. Нясы с притоками Нясы-Манья и Йоутынъ-Я, р. Воль-Я с притоками Хомась, Мань-Манья, Яны-Манья и Толья.

Реки, текущие в западном направлении с Уральского хребта, в пределах Сосьвинского Урала принадлежат к бассейнам Печоры и Ылыча.

Все они прорезают толщу метаморфических сланцев нижнего палеозоя, эффузивно-осадочные отложения среднего палеозоя и песчано-глинистые образования мезо-кайнозоя.

В Ляпинском районе основной водной артерией является р. Ляпин (р. Хулга) — левый приток р. Сев. Сосьвы. Река Ляпин берет свое начало в южных отрогах Байкар-Сыньинского массива, далеко за пределами наших исследований. От верховой до пос. Саран-Пауль, т. е. на протяжении более 250 км, р. Ляпин течет с северо-востока на юго-запад, прокладывая свое русло преимущественно среди мезозойских и современных отложений Западно-Сибирской низменности. В пределах нашего района в р. Ляпин справа впадают многочисленные притоки: р. Тыкотлова (Ить-я) с притоками М. Тыкотлова, Парус-Ю и Грубе-Ю; р. Болбан-Ю с притоками Сэлям-Ю и Ялпинг-Я; р. Нерка-Ю; рр. Б. и М. Хоса-Я; р. Хальмер-Ю; Мань-Я с большими притоками Хобе-Ю, Няртцо-Ю, Кедрась-Ю, Народная (Народа) и Налима-Ю; р. Щокурь-Я с притоками Пуйва, Хартес, Поль-Я и Сörтын-Я. Большинство перечисленных притоков реки Ляпин берет свое начало в центральной части хребта и имеет общее юго-восточное направление течения.

Наиболее крупной рекой западного склона Урала в исследованном районе является р. Кожим, берущая свое начало в восточных отрогах Чендеро-Латчинского горного узла. В пределах нашего района она течет почти в меридиональном направлении, прокладывая свое русло по простиранию метаморфических сланцев, и круто поворачивает на запад при выходе за пределы района наших исследований. Слева в Кожим впадают четыре значительных притока: Николай-Шор, Кузь-Пуа-Ю, Хаталамба, Болбан-Ю и Лимбеко-Ю; справа впадают рр. Хосаварка, Пон-Ю, Саран-Зеда, Ярота и Б. и М. Бадь-Ю. В районе горы Народной (Народа) берет начало р. Манарага, а на широтах рр. Маньи и Щокурь-Я — рр. Вангур и Б. и М. Паток.

Выделенная нами первая орографическая полоса в Ляпинском районе морфологически представляет резко обособленную горную цепь, проходящую через весь район с юго-запада на северо-восток. Наибольшей высоты в этой полосе достигают горы Народная (Народа) (1883 м), Карпинского (Карпин-Нер) (1793 м), Манси-Нер (1772 м), Нер-Ойка (1723 м) и Яны-Кот-Нер (1100 м), которые и вообще являются наиболее высокими вершинами Урала.

Благодаря сильной расчлененности гряды перечисленных гор и хорошо сохранившимся в ней альпийским формам рельефа и наличию огромного количества каров и трогов, этот участок Урала изобилует исключительно красивыми панорамами и пейзажами, сохраняя при этом свойственную Приполярному Уралу суровость.

Вершины гор описываемой полосы имеют в большей своей части пикообразную форму с крутыми, покрытыми сплошной глыбовой осыпью склонами. В редких случаях на вершинах и склонах можно наблюдать небольшие скалы коренных пород. Между отдельными возвышенностями часто наблюдаются корытообразные долины с расположенными в них небольшими болотцами или озерами, из которых обычно берут свое начало реки района. Такие водоразделы отмечены в районе рр. М. Патока и Щокурь-Я, Б. Патока и Маньи, Парнук и Вангур, Пон-Ю, Хосаварка и Хальмер-Ю. В других же случаях воды западного и восточного склонов разделены крутыми обрывами. Такой тип водоразделов характерен для Народо-Кожимского горного узла — например, у рр. Б. и М. Хобе-Ю с Вангуром и правыми притоками Манарага, Народная (Народа) и Манарага; Вост. Сэлям-Ю с Зап. Сэлям-Ю. Из-за исключительно крутого и скалистого водораздела в районе перечисленных рек переправа через Уральский хребет представляет огромные трудности.

Наибольшее количество ледниковых цирков и других форм ледникового рельефа прекрасной сохранности находится в районах Народо-Ко-

жимского горного узла, Сэлям-Из и Нер-Ойка. Стены цирков большую часть года находятся под снегом; в некоторых из них имеются маленькие реликтовые леднички, описанные в ряде работ А. Н. Алешковым.

Отмеченная многими исследователями асимметричность Уральского хребта в северной части Полярного Урала в нашем районе выражена нерезко.

Область восточных увалов расположена к востоку от горной полосы и занимает всю центральную часть Ляпинского края. Наибольшей ширины (50—60 км) она достигает в районе рр. Народной (Народа) и Хальмер-Ю.

Характерной особенностью описываемой полосы являются довольно плоские вершины гор и общая сглаженность всех форм рельефа. Вершины гор обычно покрыты мелкой щебенкой или тонким почвенным слоем. Коренные обнажения горных пород в полосе восточных увалов встречаются на вершинах гор в виде отдельных небольших останцев, главным образом, в районе распространения гнейсов и по долинам рек, вблизи подножий гор.

Следы ледниковой деятельности в этой части района устанавливаются по нахождению боковой морены ледников альпийского типа в долинах современных рек и по нахождению эрратических валунов на вершинах увалов, имеющих абс. отметки до 600—700 м. Последнее дает основание предположить перекрытие ледниками всей области восточных увалов, повидимому, в период первого покровного оледенения. В целом описываемая область восточных увалов напоминает огромную сглаженную поверхность выравнивания.

Переход от восточных увалов к горной полосе довольно резкий. Это особенно хорошо выражено в районе гор.: Чендера, Городкова, Сале-Урне-Хум, Нер-Ойка, Ярота, Пас-Нер и Яны-Кот-Нер, где высота уступа измеряется несколькими сотнями метров.

Увалистая полоса восточного склона протягивается в виде довольно узкой ленты через весь район. Отдельные сильно сглаженные сопки этой полосы не превышают 100—150 м относительной высоты. В районе рр. Щокур-Я, Поль-Я и Манья такие сопки сложены преимущественно основными породами. В северной части Ляпинского Урала и на всем протяжении Северососьвинского Урала в геологическом строении увалистой полосы принимают участие, главным образом, известняки и эффузивы основного состава.

Вся полоса среднепалеозойских пород, повидимому, представляет поверхность выравнивания, образовавшуюся в мезозойское время, и представляется типичным пенепленом.

В области Западно-Сибирской низменности формы рельефа имеют аккумулятивный характер. Здесь наблюдаются моренные гряды ледников долинного типа, опоясывающие относительно неширокой полосой все восточные предгорья Каменного Урала.

Современные речные долины района по своим формам и происхождению могут быть разбиты на три группы. К первой относятся долины, созданные или углубленные последним оледенением, имеющие форму хорошо сохранившихся трогов. Этот тип долин характеризуется вогнутым V-образным профилем и крутыми, часто каменистыми, склонами. Такой характер долин сохраняется в верхнем течении рек в пределах горной полосы Урала. На дне этих долин обычно находятся небольшие моренные гряды до 3—15 м высотой, большое количество озер, образовавшихся от подпруживания рек, и ряд других признаков ледниковой деятельности. К этому типу относятся долины рр. Зап. и Вост. Болбань-Ю, Лимбек-Ю, Народа, Б. и М. Хобе-Ю, и Манарага. Эти реки берут свое начало в мелких озерах, расположенных в ледниковых цирках. Свое русло они прокладывают среди ледниковых отложений огромной троговой долины. Так как в верхнем течении эти реки немногочисленны, то их

современное русло теряется среди ледниковых нагромождений долины. В редких случаях реки размывают и коренные породы, образуя в них небольшие ущелья.

Мелкие притоки перечисленных выше рек часто образуют всякие долины; последние особенно характерны для рр. Лимбеко-Ю, Болбан-Ю и Маньи.

В пределах области восточных увалов долины перечисленных рек утрачивают троговый характер и их склоны приобретают выпуклый профиль. При выходе из пределов больших увалов, а также в районе распространения среднепалеозойских пород долины имеют каньонообразный характер.

Такие долины в нижней части среднего течения свойственны почти всем рекам Приполярного Урала.

Ко второй группе относятся долины, в значительной степени утратившие троговый характер. К этому типу могут быть отнесены долины: рр. Хольмер-Ю, Маньи, Польш-Я, Б. и М. Патока, Щокур-Я и все перечисленные выше притоки Северной Сосьвы в пределах Северососьвинского района.

В отличие от описанных выше долин, они не имеют резко выраженного трогового характера. Однако наличие боковой морены, присутствие отдельных валунов и несоответствие больших размеров долины эрозионной способности современных рек дают основания связывать происхождение этих долин также и с ледниковой деятельностью.

К третьей группе относятся эрозионные долины небольших рек, берущих свое начало в области восточных увалов. Эти долины обычно располагаются почти перпендикулярно к описанным выше и имеют выпуклый профиль склонов.

Все перечисленные речные долины, за исключением долин третьей группы, в основном ориентированы вкrest простирающихся пород с северо-запада на юго-восток, что несомненно соответствует общему направлению движения уральских ледников альпийского типа.

Совсем другое направление имеют долины рр. Ляпина, Кожима и верховий Иоутынь-Я, идущие почти параллельно направлению Уральского хребта.

Кроме того, в северо-восточной части района почти по своему водоразделу хорошо выражена сквозная долина, простирающаяся на протяжении 50—60 км почти от верховий Хальмер-Ю до р. Тыкотлова и далее на север, за пределы нашего района. Эта долина образуется от соединения ряда рек: на севере М. Тыкотлова своим верховьем соединяется с верховьем р. Ялпинг-Я, долина которой служит продолжением долины верхнего течения р. Вост. Болбан-Ю. Верховье р. Болбан-Ю соединяется с верховьем р. Тэль-Рузь, а продолжением последней реки на юг служит долина р. Б. Тынагота — левого притока р. Хальмер-Ю. Водоразделы этих рек очень низки, заболочены и расположены в огромной корытообразной долине, названной оленеводами (в связи с постоянно дующим по ней ветром) Тэль-Рузь, что значит «дыра ветров».

Долина р. Кожим (ниже ее верховий) в пределах нашего района сохраняет почти меридиональное направление. На этом протяжении она имеет отчетливо выраженный ледниковый характер. В районе северных отрогов горы Сана-Из (Россомаха), сложенных известняками Стп, р. Кожим круто поворачивает на запад. В этом месте долина реки резко меняется, переходя из широкой трогообразной в узкую каньонообразную. В то же время по направлению к северу от места поворота реки на запад продолжением долины Кожима служит широкая корытообразная депрессия, на дне которой расположено большое количество озер.

Возникновение долин рр. Тэль-Рузь, Кожима и верховий р. Иоутынь по всем признакам связано с ледниками, характер движения которых был отличен от такового уральских ледников альпийского типа.

В районе Северососьвинского Урала отчетливо устанавливается два оледенения.

Первое оледенение носило покровный характер, причем движение льдов было направлено с северо-востока на юго-запад. Доказательством этому служит состав валунов среднепалеозойских пород восточного склона, находимых вблизи центрального водораздела Урала, в районе метаморфических сланцев, на высотах 600—700 м.¹

Так, например, в верховьях р. Йоутынь-Я на высоте до 600—700 м в морене были найдены диабазы, среднедевонские туфогенные сланцы, известняки и юрские сферосидеритовые конкреции с фауной аммонитов. Все перечисленные породы в коренном залегании находятся в 60—70 км к востоку в полосе среднепалеозойских образований. В верховьях р. Лопси-Я наблюдается совершенно аналогичная картина. В морене р. Хунтын-Я на высоте 550 м констатированы валуны диабазы, туфогенных зеленых сланцев, плагиогранита и спилита.

Отдельные валуны пород среднепалеозойской полосы восточного склона наблюдались нами на южном склоне горы Пас-Нер на восточном отроге Мань-Хамбо. В описываемом районе в полосе восточных увалов — в районе восточных отрогов горы Народной (Народа) на водоразделе рр. Маньи, Хобе-Ю, и в ряде других мест встречались габбро, плагиограниты и другие породы, находящиеся в коренном залегании в 40—50 км к востоку.

Второе оледенение носило местный характер. Ледники спускались с Урала по обе стороны хребта, приспособляясь к уже существующей гидрографической сети.

Таким образом, долины рр. Кожима и Тэль-Рузь в значительной степени переуглублены ледником более раннего периода, двигавшимся с северо-востока к юго-западу. Во время второго оледенения по этим долинам спускались ледники альпийского типа, которые переуглубили их в долины трогового характера. Такие участки отчетливо выражены по долинам р. Б. Болбан-Ю выше р. Сэлям-Ю и р. М. Тыкатлова в ее верховье.

С первым оледенением связано образование плоскости выравнивания в области восточных увалов, на вершинах которых были встречены ледниковые валуны чуждых пород.

В разработке долины р. Ляпин, располагающейся среди рыхлых отложений мезо-кайнозоя, повидимому, принимало участие и первое оледенение, оставившее после себя боковые морены, которые определили контуры современного левобережья реки.

Если наше предположение относительно двух оледенений и направления движений ледников верно, то можно сделать вывод о поднятии Уральского хребта в межледниковую эпоху на высоту не менее 600—700 м и в то же время причину вторичного альпийского оледенения связывать именно с этим поднятием.

В более позднее время поднятие местности на небольшие высоты, судя по наблюдающимся речным террасам, происходило несколько раз, однако эти поднятия по своему масштабу были весьма незначительны.

Кроме того, приведенные выше данные о направлении движения ледников первого оледенения позволяют высказать предположение, что центром этого оледенения служила область, находящаяся к северо-востоку от современного Урала, а к собственно уральскому оледенению относится только второе оледенение альпийского типа, центром которого являлся центральный водораздел современного Урала, где до настоящего времени наблюдаются многочисленные фирновые снежники и ледники.

¹ На западном склоне, по данным В. А. Варсонофьевой, движение более древних ледников происходило с северо-запада на юго-восток.

II. СТРАТИГРАФИЯ

1. ПРОТЕРОЗОЙ И НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

Метаморфические породы

В области водораздельного Уральского хребта как в Ляпинском, так и в Сосьвинском районах широкое развитие имеют породы, известные в уральской геологической литературе под именем метаморфических пород, слагающих так называемую метаморфическую толщу. Этот комплекс пород выдерживается на протяжении всего Урала. Сравнительно глубокий их метаморфизм и явно более низкое стратиграфическое положение относительно комплекса нормально-осадочных (или слабо измененных) пород западного склона Урала, в составе которых известны породы нижнепалеозойского возраста (достоверно нижнесилурийского), дали основание многим авторам считать метаморфические сланцы водораздельного хребта в целом докембрийскими или протерозойскими. Однако в большинстве случаев характер границы между породами метаморфической серии и упомянутым комплексом западного склона неясен и нередко граница эта является несомненно тектонической. Таким образом, определение докембрийского возраста метаморфической свиты со ссылкой на стратиграфические соотношения ее с породами западного склона не всегда заслуживает доверия,¹ особенно потому что палеонтологическая документация для метаморфических пород отсутствовала. Сохраняя объективность, вопрос о возрасте этих пород следовало бы считать открытым. Для решения его необходимо обратиться к изучению стратиграфии самого комплекса и к поискам возможных органических остатков, которые могли бы скорее всего приблизить нас к намеченной цели.

Можно сказать, что стратиграфии пород метаморфической серии для Северного и Полярного Урала почти не существовало и вся эта серия обычно описывалась как единая «свита М»; в лучшем случае в составе ее выделялись кварцитовая и сланцевая толщи с указанием на возможные стратиграфические отношения их друг к другу. Поэтому при геологических исследованиях в 1936—1937 гг. в пределах Ляпинского Урала Полярноуральской экспедицией Арктического института, работавшей под руководством автора, вопросам стратиграфического расчленения всей серии метаморфических пород было уделено основное внимание. Результаты этих исследований подробно изложены в коллективном отчете Полярноуральской экспедиции, представленном Арктическому научно-исследовательскому институту.

Предложенная для Ляпинского края К. А. Львовым (сотрудником Полярноуральской экспедиции) стратиграфическая схема метаморфической серии в основном выдерживается и в Сосьвинском районе; однако выделенные К. А. Львовым в составе комплекса метаморфических пород семь свит в пределах Сосьвинского района не все одинаково хорошо прослеживаются; это следует связывать или с возможными фациальными изменениями некоторых свит в бассейне Сев. Сосьвы, или же с недостатком наблюдений в силу плохой обнаженности на больших заболоченных пространствах.

С достоверностью в Сосьвинском районе не может быть выделена свита I (нижняя), хотя это и объясняется, по всей вероятности, тем что она здесь не вскрыта эрозией; разрез метаморфических пород снизу обычно начинается кварцитовой свитой II. Однако вовсе не исключена возможность, что нижние горизонты кварцитовой свиты Сосьвинского

¹ Об этом свидетельствуют также некоторые новые данные, позволяющие относить метаморфические породы, например, Северного и Приполярного Урала, к нижнему палеозою (см. ниже).

Урала, представленные слюдяно-кварцитовыми сланцами, стратиграфически отвечают нижней свите I Ляпинского края. В пользу этого говорит, может быть, также значительно большая здесь мощность кварцитовой свиты, чем в бассейне р. Ляпин.

Кроме отмеченного стратиграфического расчленения, важным результатом изучения комплекса метаморфических пород Ляпинского района является заключение о нижнепалеозойском возрасте значительной части свит этого комплекса.

Этот вывод основывается на следующих соображениях и фактах.

1. Метаморфические породы на западном склоне залегают под палеонтологически охарактеризованным нижним силуром, а на восточном склоне — ниже палеонтологически охарактеризованного верхнего силура.

2. В средних и нижних горизонтах метаморфической свиты в карбонатных породах были встречены органические остатки, скорее всего свидетельствующие о кембрийском возрасте содержащих их пород.

Так, в верхнем горизонте нижней, самой древней, свиты в бассейне р. Кожим (Ляпинский Урал) были обнаружены остатки известковых водорослей, принадлежащие *Collenia sr.* и *Oscagia*; среди последних определена *Osagia sibirica* Masl., встречающаяся в нижнекембрийских отложениях Сибири. Здесь же встречена форма, близкая к кембрийской водоросли *Gymnosolen*.

В свите IV (средние горизонты разреза метаморфической серии) встречены плохой сохранности остатки губок и археоциат, что исключает предположение о докембрийском возрасте свиты.

3. Наконец, весь разрез метаморфических пород сопоставляется с нижнепалеозойскими, значительно слабее метаморфизованными толщами западного склона южного Урала. Условно к докембрию в Ляпинском районе отнесена самая нижняя свита, ввиду того, что от вышележащей кварцитовой свиты, тесно связанной с породами, содержащими упомянутые выше органические остатки, она местами отделена перерывом. Однако не исключена возможность, что и эта свита окажется принадлежащей к кембрию. В таком случае места для докембрия в разрезе метаморфической серии Приполярного Урала не останется.

Ниже приводится сжатая характеристика стратиграфического разреза метаморфических толщ с описанием отдельных свит, в целом выдерживающихся как в Ляпинском, так и Сосьвинском районах.

Свита I кремнистых и прочих сланцев ($P_{tz} - C_{m_1}$)

Свита I включает кремнистые (кварцево-слюдистые), кварцево-слюдяно-хлоритовые (филлитовидные) и кварцево-слюдяные сланцы $P_{tz} - C_{m_1}$.

Стратиграфическое положение этой свиты вытекает из отношения слагающих свиту пород с кварцитами вышележащей свиты вдоль восточного склона скалистой гряды Иркусей — Старик-Из — Старуха-Из. В этой части Ляпинского Урала описываемая свита слагает обширную область, заключенную между указанной выше кварцитовой грядой на западе и грядой, протягивающейся от горы Лапча до хребта Чендер, на востоке. Далее к югу ею сложена широкая полоса (до 14—15 км шириной) в центральной водораздельной зоне между верховьями рр. Манарага, Вангур, Паток — на западе и восточным подножием Горного Урала — на востоке. Стратиграфическое отношение пород свиты I этой части района к другим свитам менее ясно, чем в северной части Ляпинского района. В области развития нижней свиты получают широкое распространение интрузивные породы — граниты и диориты, местами превращающие боковые породы в роговики. В Сосьвинском районе к этой свите, возможно, принадлежит часть слюдисто-кварцитовых сланцев, составляющих здесь самые низы кварцитовой свиты.

Породы описываемой свиты имеют в общем темносерую окраску с буроватым, зеленоватым и другими оттенками; некоторые породы, например кремнистые микросланцы, характеризуются интенсивно темным (до черного) цветом.

В составе свиты преобладают разнообразные сланцы, в контактовых зонах, иногда, превращенные в массивные кварцево-сланцевые (роговиковые) породы.

В качестве подчиненных сланцам пород в составе описываемой свиты встречаются более или менее массивные или толсто-пластовые амфиболиты и эпидозиты, представляющие собой измененные эффузивные породы диабазового состава; первичный характер этих пород с большей или меньшей достоверностью определяется по ряду признаков: условиями залегания, химическим составом и реликтами оцитов структуры. Мощность пластовых залежей амфиболитов (актинолитовых сланцев), залегающих среди сланцев нижней свиты, местами достигает 100 м и более (например, в верховьях р. Б. Вангур и горы Сура-Из). Менее мощные (2—5 м) «прослои» этих пород, иногда представленные актинолитовыми или хлоритовыми сланцами, встречаются в изобилии в верхних горизонтах свиты.

Кроме указанных зеленокаменных пород, подчиненных сланцам, в составе свиты, преимущественно в нижнем горизонте, встречаются прослои небольшой мощности (от 1 до 20 м) светлосерого, обычно катаклазированного кварцита, нередко известковистого (верховья рр. Манья, Паток и др.).

Вверху свиты местами (например, вдоль восточного склона гор Иркутсей и Старик-Из) обнаруживаются светлосерые карбонатные породы (обычно доломиты), переслаивающиеся с филлитовыми сланцами; они могут быть выделены в качестве самостоятельной верхней толщи в составе нижней свиты. Однако породы эти присутствуют не везде, так как выклиниваются по простирацию.

По петрографическому составу среди основной массы пород, образующих описываемую свиту, можно различить несколько разновидностей сланцев. По валовому минералогическому составу все они близки друг к другу и отличаются, главным образом, в структурном и текстурном отношениях и по другим внешним признакам.

Таким образом, выделяются:

1. Черные и темносерые плитчатые кремнистые (кварцево-сланцевые) микросланцы, иногда несколько углистые и известковые (среди них обнаруживаются также прослои черного кремнистого известняка);

2. Зеленовато-серые, обычно тонкосланцеватые плотные кварцево-сланцево-хлоритовые (филлитовые) и альбито-эпидото-хлоритовые (туфитовые) сланцы;

3. Буровато-серые и серые, нередко массивные (со слабо выраженной сланцеватостью) мелко- и среднезернистые кварцево-сланцевые породы чисто порфиробластовой структуры.¹

Темносерые «кремнистые» сланцы сложены мелкозернистой массой серицита, биотита и кварца. Слюда (в мелких пластинках и чешуйках) образует основную массу породы, среди которой более или менее равномерно расположены мелкие (менее 0,1 мм) зерна кварца. В качестве примеси в породе присутствуют: хлорит, турмалин, рудный минерал и зерна граната. Иногда, встречается углистое вещество, равномерно распыленное в породе; в известковистых разностях присутствует кальцит, сосредоточенный обычно в тонких прослойках. Структура описанных пород в большинстве случаев лепидобластовая.

Встречающиеся среди кремнистых сланцев прослои темносерого известняка обычно имеют микрослоистое сложение от чередо-

¹ Другие разновидности пород, составляющие подчиненные прослои, указывались выше.

вания карбонатных и кварцево-сланцевых прослоек. Главным минералом в составе их является кальцит, к которому присоединяются слюда, хлорит и кварц.

Зеленовато-серые филлитовидные сланцы образованы преимущественно слюдой — мусковитом, серицитом и биотитом — кварцем и хлоритом. Соотношение между слюдяно-хлоритовой и кварцевой составными частями в различных разновидностях неодинаково, в зависимости от чего одни из них могут быть определены как кварцево-сланцево-хлоритовые (филлитовидные) сланцы, к другим же применимо название хлорито-сланцево-кварцевых сланцев.

В макроскопически тонкополосчатых сланцах обнаруживается тонкое чередование преимущественно хлорито-сланцевых прослоев с существенно-кварцевыми прослоями (микрослоистость).

Как сказано, наряду с филлитовидными сланцами, главным образом вверху свиты, встречаются зелено-серые кварцево-альбито-эпидото-хлоритовые (туфогенные) сланцы. Они нередко сопровождают залежи амфиболитов.

Главными минералами в составе этих сланцев являются хлорит, эпидот и альбит, к которым (в том или ином количестве) примешивается кварц; встречаются также бескварцевые «зеленые» сланцы.

Серые и буроватые порфириовидные кварцево-сланцевые породы в значительной своей части образовались за счет контактового изменения сланцев первых двух разновидностей под влиянием гранитных интрузий. Однако другая часть их не обнаруживает такой связи с контактовыми зонами. Породы эти состоят из слюды (мусковита и биотита), кварца и плагиоклаза с более или менее постоянной примесью хлорита, граната, эпидота и рудного минерала.

Мусковит нередко образует крупные выделения (до 1 мм) среди более мелкозернистой (0.1 мм) основной массы. Характерно пойкилитовое прорастание мусковита кварцем.

Кварц представлен как мелкими зернами, более или менее равномерно распределенными в породе, так нередко и кучно расположенными более крупными зернами, до 0.9—1.0 мм в диаметре, образующими порфириовидные выделения.

Для описываемых пород очень характерно резко выраженное различие размеров минеральных компонентов, создающее порфиробластовую структуру с лепидобластовой основной массой. При указанном выше кучном расположении зерен кварца возникает гломеробластовая структура; встречается также бластопапповая структура метаморфизованных песчаников.

Выше было отмечено, что в некоторых разрезах Ляпинского района вверху описываемой свиты обнаруживается толща светлосерых карбонатных пород, переслаивающихся зелено-серыми филлитовыми сланцами. Она залегает непосредственно под конгломерато-кварцевой свитой, описанной ниже. Указывалось также, что толща эта непостоянна и нередко из разреза выпадает. Имея в виду наличие в основании крошечной свиты нижележащей свиты, а также местами наблюдаемое угловое несогласие между породами свит I и II, есть основание допускать, что такое выпадение сланцево-карбонатной толщи объясняется межформационным разрывом (стратиграфическим перерывом).

Лучше всего толща эта прослеживается по восточному склону гор Иркутсей и Старик-Из, но встречается и в других пунктах, например, в верховьях р. Вангур, по правой вершине р. Патока и др. Толща представлена светлосерыми (до белых) доломитами и доломитовыми известняками с прослоями (мощностью до 10—15 м) зелено-серых кварцево-сланцево-хлоритовых сланцев. Суммарная мощность толщи не превышает 150 м. Изучение карбонатных пород и, в частности, химический анализ

указывают на преимущественно доломитовый состав их, хотя среди них встречаются и прослои известняка, обычно отличающегося более темной (темносерой) окраской.

Кроме доломита (минерала), представленного ромбовидными зернами величиной от 0.008 до 0.09 мм, в породе обнаруживается небольшое количество вторичного кальцита, расположенного в виде прожилков, и в качестве незначительной примеси — кварц и мусковит. Структура пород панидиоморфно-зернистая.

Сланцы, образующие прослои среди карбонатных пород, по минералогическому составу мало отличаются от описанных выше филлитовидных сланцев, подстилающих эту толщу; различаются они лишь тем, что нередко в той или иной степени известковисты.

В доломитовых известняках и в доломитах были встречены водорослевые скелеты, принадлежащие *Collenia* и *Osagia*. Среди последних В. П. Масловым была определена форма *Osagia sibirica* Masl. На основании этого В. П. Маслов склонен определять возраст пород как кембрийский (быть может, нижнекембрийский).

Однако, исходя из того, что между данной свитой и вышележащим кембрийским комплексом намечается стратиграфическое несогласие, и имея также в виду указания на присутствие аналогичных водорослей в протерозойских отложениях Канады и Китая (синийская свита), в отчете Полярноуральской экспедиции мы эту толщу вместе с подстилающим мощным комплексом сланцев условно отнесли к верхам докембрия.

Определить полную мощность свиты I, ввиду весьма сложной ее тектоники, не удалось. Судя же по некоторым частным разрезам, можно думать, что она не менее 1.5 км.

Свита II кварцитов и кварцитовых конгломератов C_{m1}

Кварцитовая свита хорошо прослеживается и выдерживается в пределах всей области исследований как в Ляпинском, так и в Сосьвинском районах. По своему сложению она весьма характерна и среди серии метаморфических сланцев является маркирующей. Исключительная же сопротивляемость выветриванию кварцитовых пород обуславливает то обстоятельство, что ими сложены все наиболее значительные возвышенности Приполярного Урала.

В Ляпинском крае породы этой свиты распространены в виде трех полос северо-восточного простиранья. Первые две полосы — восточная (хребет Лапча — хребет Чендер) и средняя (гора Россомаха — гора Иркутсей — гора Народная (Народа) на севере (в районе массива Россомахи). Они соединяются, образуя сильно вытянутый эллипс, внутри которого развиты породы нижележащей свиты. Третья полоса протягивается западнее вдоль левобережья р. Зап. Болбан-Ю через верховья рр. Манарага и Вангур к р. Паток и далее к югу, слагая также ряд возвышенностей — часть хребта Малды, горы Уна-Юра-Из, Манарагу и др. В Сосьвинском районе описываемая свита составляет основание разреза метаморфической серии. Слагающие ее породы имеют здесь довольно широкое развитие. В виде меридионально вытянутой полосы шириной до 10—15 км они протягиваются вдоль всего исследованного района, слагая Ылычский Поясовой камень и его северное продолжение в районе рр. Тольи, Яны-Маньи и др. Кроме того, кварцитовая свита образует еще три также меридионально вытянутые полосы, которые, однако, в этом направлении значительно короче, чем первая полоса. Сравнительно узкая полоса кварцитовых пород протягивается еще восточнее главной полосы, начиная от южной границы района (верховья М. Сосьвы до р. Иоутынь-Я; здесь вследствие погружения шарнира антиклинальной складки к северу кварциты по простиранью уходят под толщу вышележащих сланцев. К западу от главной полосы кварцитов

находится третья полоса, отделяющаяся от первой узкой полосой сланцев вышележащей свиты синклинальной структуры и простирающаяся от верховьев р. Толы на юге до р. Хомась на севере. Наконец, по левобережью верховьев р. Шугор в районе горы Пырвы находится массив кварцитов, захваченный нашими исследованиями лишь в самой восточной его части.

Свита II сложена преимущественно светлосерыми (до белых), нередко буроватыми кварцитами. В пределах западной полосы Ляпинского района (гора Уна-Юра-Из) породы приобретают красноватую



Фиг. 11. Обнажение кварцитового конгломерата. (Первый правый приток р. Хобе-Ю)

окраску. Кварциты образуют преимущественно толстослоистые (до 1—1.5 м), но нередко также плитчатые (0.10—0.20 м) и сланцеватые разности (главным образом в низах свиты). Часто слоистость маскируется многочисленными трещинами отдельности, разбивающими породы на громадные глыбы.

Кварциты обычно в той или иной степени слюдистые, средне- и крупнозернистые (0.5—1.2 мм). Среди кварцитов в разных горизонтах встречаются редкие прослои кварцитовых конгломератов, максимальной мощностью до 20—25 м. Пачки конгломератов, невыдержанные и по простиранию, быстро выклиниваются; однако в Ляпинском районе в основании кварцитовой свиты, кроме того, прослеживаются довольно постоянные одна-две пачки конгломератов. Встречаются как конгломераты, состоящие преимущественно из галек кварцита с незначительным развитием слюдисто-кварцевого цемента (фиг. 11), так и разности, характеризующиеся преобладанием цемента, в котором рассеяны кварцитовые гальки. В последнем случае породы, как правило, имеют сланцеватую текстуру.

Фациальные изменения толщи кварцитов, вообще говоря, незначительны. Они выражаются, главным образом, в колебании мощности собственно кварцитов с замещением их слоисто-кварцитовыми сланцами. Кроме того, в направлении к западу нередко замечается изменение окраски пород от светлосерой к красноватой и буровато-серой и др. В этом же направлении породы приобретают более грубозернистое строение. Коренные выходы кварцитов встречаются обычно лишь по вершинам и гребням хребтов, тогда как склоны их покрыты, как правило, глыбовой россыпью. Кварцит состоит из преобладающей гранобластовой массы кварца со средней величиной зерна от 0.3 до 0.5 мм; более грубозернистые разности кварцитов характеризуются размерами зерен до 1.2—1.3 мм. В массе кварца обычны примеси слюдистых компонентов, главным образом серицита и мусковита; в некоторых разностях кварцитов (близ контактовых зон) встречается также биотит. Из других менее существенных примесей нередок рудный минерал; в некоторых образцах (главным образом в нижних слоях свиты) встречаются серицитизированные зерна полевых шпатов (микроклин и плагиоклаз).

Структура пород гранобластовая; некоторые неравномерно-зернистые разности характеризуются порфиробластовой структурой. В последнем случае крупные округлые зерна кварца (размером до 0.6—0.8 мм) погружены в мелкозернистую массу кварца (0.05—0.06 мм), к которой в заметном количестве примешивается слюда. Микротекстура обычно сланцеватая, характеризующаяся параллельным расположением компонентов.

Конгломераты, образующие прослои среди кварцитов, состоят из кварцитовых, реже, кварцевых галек и слюдисто-кварцитовой массы цемента. Гальки сложены светлосерым, обычно равномерно-зернистым «сахаровидным» кварцитом, характеризующимся значительной чистотой: порода почти целиком сложена зернами кварца, изредка с ничтожной примесью слюды. Цемент состоит из зерен кварца (0.2—0.3 мм), погруженных в слюрито-серицитовую массу. Последняя нередко преобладает над кварцем.

Слюдисто-кварцитовые сланцы, нередко замещающие по простиранию кварциты, отличаются от последних значительно большим содержанием слюдистого материала, меньшей крупностью слагающих породу зерен и резко выраженной сланцеватой текстурой.

Через промежуточные разности слюдистые кварциты и слюдисто-кварцитовые сланцы переходят в вышележащую сланцевую свиту.

Мощность описанной свиты варьируется в значительных пределах. При определении ее мощности необходимо учитывать вероятность замещения кварцитов слюдисто-кварцитовыми сланцами. Таким образом, в отдельных случаях сравнительно небольшая мощность собственно кварцитовой толщи еще отнюдь не может свидетельствовать о небольшой здесь мощности всей свиты: в данном случае требуется выяснить возможность замещения кварцита слюдисто-кварцитовыми сланцами и учесть это при определении суммарной мощности свиты.

Можно заметить, что мощность кварцитовой свиты возрастает в общем в направлении к западу и, кроме того, она очевидно больше в южной части Сосьвинского района, чем в Ляпинском.

Таким образом, мощность свиты определяется в пределах от 400 до 600 м. Свита условно относится к нижнему кембрию ($C_{m,a}$) по аналогии с разрезом Южного Урала и на том основании, что она тесно связана с вышележащими породами, содержащими органические остатки кембрийского облика.

Свита III кварцево-сланцевых и филлитовых сланцев ($C_{m,b}$)

Стратиграфически выше свиты кварцитов залегает сланцевая толща, связанная с предыдущей постепенными переходами. Эта переходная толща представлена чередующимися слоями слюдистых кварцитов, слю-

дяных и филлитовых сланцев. Таким образом, резкой границы между названными свитами не существует и она условно проводится вслед за появлением среди кварцитовых пород мощных прослоев филлитовых сланцев, характерных для описываемой толщи.

По своему составу свита отличается от предыдущей совершенно ничтожным участием в ней кварцитовых пород, которые в виде прослоев небольшой мощности встречаются лишь в основании свиты, и абсолютным преобладанием пород, богатых слюдистым и хлоритовым материалом. Соответственно породы имеют сланцевое или тонкослоистое сложение. Области развития этой сланцевой свиты характеризуются сравнительно мягкими формами рельефа, а граница ее с нижележащей кварцитовой свитой нередко определяется в рельефе резким уступом.

В Ляпинском районе описываемые породы прослеживаются восточнее гряды кварцитов хр. Лапча — хр. Чендер (в виде полосы от 5 до 15 км шириной) вдоль подножья Горного Урала. Эта область обычно сильно заболочена и коренные выходы встречаются здесь лишь по долинам ручьев и речек. Выходы той же свиты прослеживаются к северу от горы Россомахи вдоль долины р. Кожим, где она огибает ядро антиклинальной складки, сложенной породами свит I и II. Кроме того, породы этой свиты образуют узкий залив от р. Кожим к югу вдоль долины р. Западный Болбан-Ю, где они отвечают синклинали, зажатой между кварцитами гор Иркутсей — Старик-Из, с одной стороны, и хр. Малды — с другой. В Сосьвинском районе кварцево-слюдяные и филлитовые сланцы, отвечающие свите III, развиты также непосредственно восточнее главной кварцевой полосы водораздельного хребта.

К свите III относятся также и сланцы долины р. Шугор, подобно филлитовым и слюдяным сланцам р. Зап. Болбан-Ю в Ляпинском районе, образующие здесь узкую синклиналь, зажатую между кварцитами правобережья (гора Яны-Янкеч) и левобережья (гора Пырва).

Описываемая свита сложена зеленовато-серыми, темносерыми и буровато-серыми кварцево-слюдяными, кварцево-слюдяно-хлоритовыми и слюдисто-кварцитовыми сланцами. Слюдисто-кварцитовые сланцы и слюдистые кварциты составляют лишь подчиненные прослои, главным образом в нижней части свиты. Доминирующую роль играют кварцево-слюдяные и кварцево-слюдисто-хлоритовые (филлитовые) сланцы. Во всех горизонтах свиты встречаются отдельные прослои «зеленых» сланцев, первично вулканогенного и туфогенного характера, представленные актинолитовыми, альбит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами.

Наконец, в районе левобережья р. Зап. Болбан-Ю (восточный склон хр. Малды, Ляпинский район) этой свите подчинены мощные пластовые залежи кварцевых альбитофиров, спилитов и их туфов. Эти же эффузивные породы, но сильнее измененные (гнейсофицированные) и менее мощные, встречаются и в других местах в пределах Ляпинского района; так, например, выходы их известны в районе рр. Хобе-Ю, Манья и др.

По разрезу свиты от основания к кровле ее в Ляпинском Урале можно заметить некоторое изменение в петрографическом характере слагающих ее пород.

Внизу преобладают слюдяно-кварцитовые и филлитовые сланцы с прослоями слюдистых кварцитов. Породы характеризуются зеленовато-серой окраской, плитчатым (слюдисто-кварцитовые сланцы) или листоватым (филлиты) сложением. Эта толща несет черты переходного горизонта к нижележащей кварцитовой свите.

Средний горизонт сложен преимущественно кварцево-слюдяными, кварцево-гранато-слюдяными и слюдяными сланцами. Цвет пород темно-серый, зеленоватый и серебристо-серый. Все сланцы имеют облик существенно слюдяных пород. Среди них очень характерны темно-серые мелкоплитчатые филлитовые или кварцево-слюдяные сланцы.

Наконец, верхний горизонт представлен преобладающе зеленовато-

серыми тонкоплитчатыми и листоватыми кварцево-хлоритовыми и кварцево-слюдяно-хлоритовыми сланцами. Среди последних встречаются прослои метаморфизованных аркозовых песчаников и хлорито-слюдисто-известковых сланцев. Этот верхний горизонт не всегда и не всюду может быть легко различим и нередко совершенно незаметно сливается с предыдущим горизонтом, будучи представлен серией чередующихся кварцево-слюдяных и кварцево-хлоритовых сланцев.

Породы, слагающие свиту III, характеризуются в общем отчетливо выраженной сланцеватой текстурой, нередко на первый взгляд совершенно маскирующей слоистость. Однако эту последнюю (при внимательном изучении пород), все же в большинстве случаев удается распознавать по наличию тонких, иногда нитевидных или ленточных полосок-прослоев, отличающихся своим цветом и, часто, составом (последнее обычно устанавливается при исследовании шлифов). В общем там, где представляется возможным восстановить слоистость для описываемых пород, обычно устанавливается тонкослоистое сложение (0.02—0.05 м), хотя в нижнем горизонте свиты обнаруживаются отдельные прослои с мощностью пластов в 0.5—1 м.

Перечисленные выше разновидности сланцев свиты III характеризуются следующим составом.

Слюдяно-кварцитовые сланцы, развитые, главным образом, в нижнем горизонте, существенно сложены кварцем (размер зерен 0.3—0.9 мм), к которому в заметном количестве присоединяется альбит (аркозовый характер первичных песчаников).

Слюдяные компоненты, главным образом, или исключительно мусковит и серицит, являются постоянной составной частью пород, но всегда подчинены кварцу. Параллельное расположение пластинчатых (слюды) и линейных (некоторые вытянутые зерна кварца) компонентов определяет сланцеватую микротекстуру пород. Структура пород гранобластовая и гетеробластовая; встречается также бласто-псаммитовая структура измененных песчаников (р. Зап. Болбан-Ю). В этом случае порода сложена угловатыми, слегка окатанными, частью разросшимися зернами кварца, промежутки между которыми заполнены мелкочешуйчатым агрегатом из серицита и хлорита, составляющих цемент.

Кварцево-слюдяные и слюдяные сланцы, получающие наиболее широкое развитие в среднем горизонте свиты, сложены в основном слюдой (серицит, мусковит, реже биотит); в качестве подчиненных компонентов обычно присутствуют кварц и хлорит.

Содержание кварца и хлорита в сланцах колеблется в значительных пределах (от 0 до 25—35% состава), и породы соответственно представлены различными разностями от слюдяных сланцев до кварцево-слюдяных и кварцево-слюдяно-хлоритовых. В виде незначительной, но довольно часто встречающейся примеси в породах присутствуют рудный минерал и гранат, реже карбонат, эпидот и др. Гранат местами (верховья р. Кожим, р. Хобе-Ю и др.) приобретает значение одного из главных минералов, и порода в этом случае представлена кварцево-слюдяно-гранатовыми сланцами. Структура пород порфиробластовая и лепидобластовая; текстура субпараллельная.

Кварцево-хлоритовые и кварцево-слюдяно-хлоритовые сланцы, доминирующие в верхнем горизонте свиты, обычно филлитовидные, отличаются от сланцев предыдущей группы тем, что в составе их наряду с кварцем и слюдой значительную роль играет хлорит. В зависимости от количественного соотношения главных компонентов, среди описываемой группы встречаются разновидности от чисто хлоритовых (редко) до кварцево-хлоритовых и кварцево-слюдяно-хлоритовых сланцев (обычно). Довольно часто присутствуют кварцево-хлорито-известковистые сланцы, характеризующиеся значительным содержанием в составе их карбоната.

Как упомянуто выше, в верхнем же горизонте свиты обнаруживаются

самостоятельные прослои «зеленых» метаморфических сланцев, представляемых актинолитовыми, роговообманково-хлоритовыми, альбито-хлоритовыми и другими бескварцевыми сланцами; кварц иногда встречается, но только в виде незначительной примеси. Породы эти образовались, вероятно, из основных эффузивов и их туфов, о чем, кроме прочих признаков, свидетельствуют в частности реликты первичной структуры. О наличии в составе описываемой свиты сравнительно слабо измененных эффузивных пород, представленных альбитофирами, спилитами и сопровождаемых туфами, было сказано выше.

Мощность свиты слюдяно-кварцитовых, кварцево-слюдяных и кварцево-хлоритовых сланцев определяется в 700—800 м. В некоторых разрезах, например к востоку от горы Лапча, мощность свиты кажется значительно большей, однако это объясняется, во-первых, сложной изоклинальной складчатостью слагающих ее пород, во-вторых, здесь (и в некоторых других местах) можно предполагать замещение верхнего горизонта нижележащей кварцитовой свиты комплексом чередующихся слюдяно-кварцитовых и филлитовых сланцев, мощность которых в таком случае должна быть отнесена уже к мощности кварцитовой свиты II.

Средний и верхний кембрий

Свита IV мраморизованных известняков, слюдистых мраморов и кварцево-слюдисто-известковых сланцев (С_{т2})

Выше свиты слюдяных и филлитовых сланцев в Ляпинском районе всюду обнаруживается толща карбонатных пород, обычно в той или иной степени обогащенных слюдистым и кварцевым материалом. Породы эти в большинстве случаев (особенно вдоль восточного крыла главного антиклинория) сильно метаморфизованы и превращены в крупнозернистые, обыкновенно слюдистые мраморы и кварцево-слюдисто-кальцитовые сланцы. В западном крыле — в районе рр. Кожим и Зап. Болбан-Ю в Ляпинском районе — породы сохранились значительно лучше и представлены известняками (чаще глинистыми) в той или иной степени мраморизованными.

С нижележащей сланцевой свитой карбонатная свита связана постепенным переходом. Это выражается в присутствии прослоев известковых сланцев в верхнем горизонте свиты III и прослоев кварцево-слюдяных и кварцево-слюдяно-хлоритовых сланцев в нижнем горизонте свиты IV. Таким образом, граница между рассматриваемыми свитами распылчата и проводится условно по сравнительно мощным прослоям мраморов, появляющихся среди кварцево-хлоритово-слюдяных сланцев, так что переходная толща чередующихся сланцев и мраморов относится нами уже к свите IV. Вообще нужно отметить, что различные сланцы — кварцево-хлорито-слюдяные, слюдяно-альбито-кварцитовые, обычно известковые и др., составляют довольно существенную часть описываемой свиты.¹ Это свидетельствует о присутствии среди первичных карбонатных отложений довольно мощных прослоев кластических осадков. К тому же и сами карбонатные породы содержат всегда существенную примесь кварца, хлорита и слюды, что говорит о загрязненности первичных известняков песчано-глинистым (терригенным) материалом.

По своему литологическому составу и своеобразному сложению карбонатных пород (для них характерны в частности ленточные текстуры) данная свита наравне с кварцитовой свитой хорошо выделяется среди серии разнообразных сланцев, преобладающих в составе метаморфического комплекса, и является руководящей при стратиграфическом расчленении нижнего палеозоя Приполярного Урала.

Описываемая свита в Ляпинском районе, где она была впервые выделена, прослеживается на всем протяжении исследованной площади — от

¹ Чередование сланцев и мраморов хорошо видно в разрезах по р. Щокурь-Я и ее притокам непосредственно восточнее подножья Горного Урала.

р. Щокурь-Я на юге до р. Кожим на севере. Здесь она развита вдоль восточного склона Горного Урала (непосредственно к востоку от предыдущей свиты), участвуя в сложении восточного крыла главного Уральско-го антиклинория. Второстепенные складки в бассейнах рр. Щокурь-Я и Маньи выводят на дневную поверхность свиту IV. К северу от горы Россомахи породы этой свиты развиты вдоль широкого участка долины р. Кожим, где они вместе с другими породами приобретают широтное простирание, обусловленное погружением оси антиклинория в направлении к северо-востоку. От р. Кожим карбонатные породы этой свиты образуют узкий язык вдоль долины р. Зап. Болбан-Ю, где они отвечают ядру синклинали, расположенной между хр. Малды и кварцитовая грядой гор Иркутсей — Народа.

В Сосьвинском районе в восточном крыле главной антиклинальной карбонатные породы прослежены не всюду, что, по всей вероятности, объясняется плохой обнаженностью в зоне их развития. Однако присутствие здесь этой свиты несомненно; об этом свидетельствуют выходы слюди-сто-известковых сланцев и сланцевых мраморов по р. Иоутынь-Я ниже устья рч. Янг-Тумп-Я, залегающих выше свиты слюдяных сланцев и подстилающих серию зеленых вулканогенных сланцев, то-есть находящихся в том же стратиграфическом положении, что и карбонатные породы Ляпинского края.

В пределах Сосьвинского Урала к этой свите нами отнесены мраморизованные известняки и известковистые сланцы верховьев р. Шугор, занимающие сходное стратиграфическое положение — выше комплекса слюдяных и филлитовых сланцев, кроющего кварцитовую свиту.¹ Здесь, как и в долинах р. Зап. Болбан-Ю в Ляпинском Урале, карбонатные породы слагают ядро синклинальной складки, зажатой между массивами кварцитов свиты II.

По характеру метаморфизма слагающих эту свиту карбонатных пород в Ляпинском районе наблюдается большое различие между породами западной полосы (долина р. Зап. Болбан-Ю) и породами восточной полосы. В пределах западной полосы свита представлена известняками лишь слабо мраморизованными, в восточной же полосе они все превращены в мраморы, обычно крупнозернистые и слюдистые. Непосредственный переход одних разностей в другие хорошо прослеживается по р. Кожим от устья реки и по ее притоку Хота-ламба, причем вдоль широкого участка р. Кожим обнаруживаются вместе и мраморы и слабо мраморизованные известняки.

Ввиду более широкого территориального развития в исследованной области пород восточной зоны, описание состава свиты дается нами применительно к этой последней.

Свита сложена светлосерыми (с различными оттенками) крупнозернистыми слюдистыми мраморами и кварцево-слюди-сто-известковыми сланцами с подчиненными прослоями кварцево-слюдяных и альбито-слюдяно-кварцитовых (измененные аркозы) сланцев. Прослои некарбонатных сланцев местами имеют совершенно подчиненное значение; в некоторых же разрезах они играют существенную роль в сложении толщи. Карбонатные породы представлены либо слоистыми (толсто- и тонкослоистыми) мраморами, в той или иной мере сланцеватыми, либо слюди-сто-известковыми сланцами, в которых первичная слоистость едва различима. В одних случаях преобладает первая разновидность, в других же доминирует вторая, то-есть известковые сланцы.

Мраморы имеют в общем светлосерую окраску, на фоне которой различаются послойно оттенки серо-фиолетовый, розоватый и желтоватый.

В мраморах хорошо выражена толстослоистая текстура и значительно хуже тонкослоистая — ленточная, которая распознается лишь по различ-

¹ К этой же свите, очевидно, относятся мраморизованные известняки р. Туйта, за пределами закартированной области.

ным оттенкам окраски. Правда, в некоторых разностях мраморов она резко выделяется в виде тонкоплитчатой отдельности. Кроме того, довольно часто в породах наблюдается нитевидная полосчатость, обусловленная присутствием среди карбоната тонких кварцево-хлоритово-слюдяных прослоев.

Слюдистые мраморы — породы сравнительно непрочные, образующие при выветривании крупнозернистый кристаллический песок. Все карбонатные породы при реакции со слабой соляной кислотой бурно вскипают, обнаруживая тем самым преимущественно кальцитовый состав карбонатной части. Чистые карбонатные породы встречаются редко,¹ они всегда содержат то или иное количество тонкозернистого кварца, хлорита и слюды, что свидетельствует о мергелистом составе первичных известняков (глинистые известняки). При увеличении количества некарбонатной примеси до 20—35% слюдистые мраморы переходят в кварцево-слюдисто-известковые сланцы; последние играют немаловажную роль в сложении свиты.

Карбонатные породы — слюдистые мраморы и слюдисто-известковые сланцы — характеризуются следующим минералогическим составом.

Главным минералом, за редкими исключениями (некоторые слюдисто-известковые сланцы), является кальцит, представленный неправильными и изометричными, а также вытянутыми зернами, размером от 0.8 до 1.5—2.5 мм, в которых нередко пойкилитовые вкрапления кварца. Второстепенными минералами являются кварц, слюда и хлорит. Минералы эти либо концентрируются в отдельных прослойках, либо более или менее равномерно рассеяны в породе.

Кварц встречается в виде мелких округлых и угловатых зерен размером в среднем 0.03 мм, хотя нередко встречаются и более крупные просschies зерна неправильных очертаний. Мусковит и хлорит чешуйчатого габитуса чаще образуют прослойки темнозеленого цвета. Иногда они встречаются в виде пластинчатых выделений (макроскопически в виде пятен) среди кристаллического кальцита. Кроме указанных минералов, в качестве несущественной примеси присутствуют рудный минерал, принадлежащий нередко пириту, и эпидот.

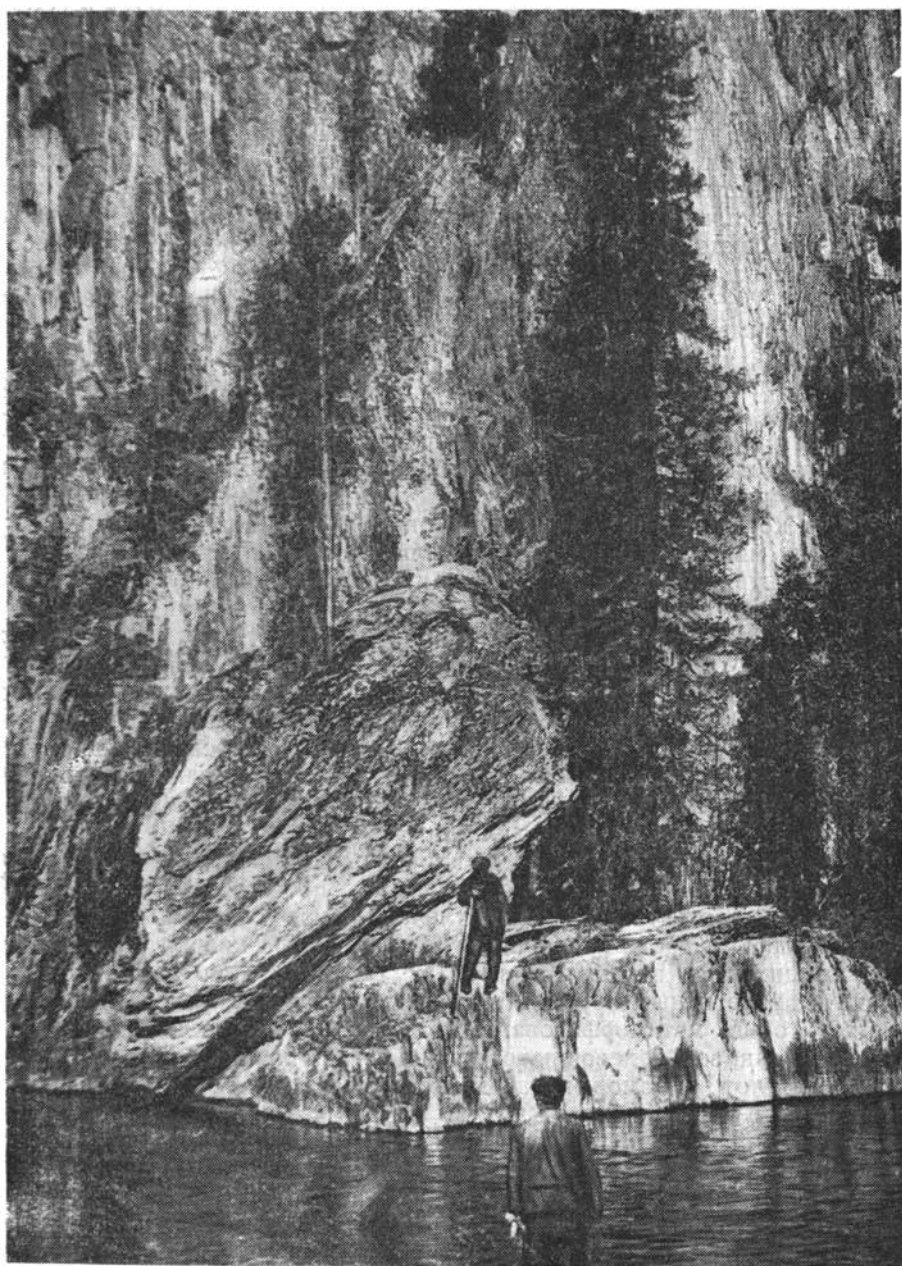
Кварцево-слюдяные и кварцево-хлорито-слюдяные сланцы, составляющие среди карбонатных пород значительные прослои, по своему минералогическому составу почти не отличаются от сланцев нижележащей свиты. В свою очередь прослои плитчатых альбито-кварцитовых сланцев, встречающихся в верхних горизонтах свиты IV, по составу своему близки к аналогичным породам вышележащей свиты V, в низах которой залегает толща метаморфизованных аркозов и микроклин-альбито-кварцитовых сланцев; полевошпатово-кварцевые сланцы свиты IV обычно отличаются от метаморфизованных аркозов свиты V значительным содержанием извести.

В западной полосе, где породы слабее метаморфизованы и представлены известняками, среди светлоокрашенных известняков довольно часты темносерые и почти черные известняки, сопровождаемые углисто-глинистыми сланцами; по всем данным, свита эта обладает здесь значительно большей мощностью. В мраморизованных известняках этой полосы на р. Зап. Болбан-Ю близ ее устья были обнаружены плохой сохранности органические остатки, принадлежащие губкам и, предположительно, археоциатам.

Мощность свиты определить довольно трудно, ввиду того что обычно встречаются лишь разрозненные одиночные выходы слагающих ее пород, в тех же случаях, как например по р. Кожим, когда выходы карбонатных пород тянутся на значительном протяжении, мы имеем дело с разрезом по простиранию. Можно думать, что минимальная мощность

¹ Исключение в этом отношении представляют лишь некоторые известняки рр. Кожим и Зап. Болбан-Ю, растворяющиеся в HCl почти без остатка.

свиты 150—180 м (в восточной полосе ее развития) и максимальная — 400—450 м (на западе и, в частности, близ р. Зап. Болбан-Ю).



Фиг. 12. Обнажение зеленых метаморфических сланцев р. Иоутынь-Я

Свита V метаморфизованных аркозов альбито-слюдяно-кварцевых (граувакковых) и вулканогенных (зеленых) сланцев ($Cm_2 + z$)

Выше толщи мраморов и слюдисто-известковых сланцев залегает весьма сложный и мощный комплекс пород, образованный кварцево-хлорито-слюдистыми, хлоритовыми и эпидото-хлорито-роговообманковыми («зелеными») сланцами и подчиненными им разнообразными метаморфизованными песчаниками (фиг. 12). Этот комплекс в Ляпинском районе

расчленяется на две свиты, но ввиду трудности и некоторой условности его расчленения здесь они описываются как одна свита. Породы, объединяемые этой свитой, распространены в общем в восточной половине зоны развития метаморфических пород и составляют верхнюю часть нижнепалеозойских метаморфических образований Приполярного Урала. Нижняя граница этой свиты определяется кровлей толщи, в составе которой существенное значение имеют карбонатные породы, верхняя же граница доходит почти до контакта метаморфического комплекса со среднепалеозойским комплексом восточного склона, отделяясь от этого комплекса (хорошо выдерживающейся во всей исследованной области) весьма характерной толщей углисто-кварцитовых сланцев. Таким образом, верхнюю границу свиты V следует приводить при смене так называемых зеленых бескварцевых сланцев породами, существенно образованными слюдисто-кварцевыми минералами с примесью углистого (иногда графитового) вещества.

В Ляпинском крае породы свиты V слагают всю восточную половину области развития метаморфической серии шириною от 25 до 35 км, среди которой, кроме того, имеют широкое распространение гнейсы. Стратиграфическое положение гнейсов пока неясно; мы полагаем, что они являются результатом мигматизации различных осадочно-вулканогенных толщ гранитной магмой, а частью возникли в результате воздействия основных интрузий на боковые породы. В Сосьвинском Урале свита V протягивается в меридиональном направлении также через весь район, но полюса ее развития значительно уже (не более 10—12 км) в связи с тем, что складки, сложенные этой свитой, здесь значительно более сжаты, чем в Ляпинском районе, где во внутренней части дуги, обусловленной изменяющимся простираанием Уральского хребта (с меридионального на северо-восточное), эти складки приобретают нормальный характер.

В сложении свиты V принимают участие следующие перемежающиеся между собой породы:

1. Светлосерые слоистые, обычно плитчатые, метаморфизованные аркозовые песчаники, кварцитовидные и нередко гнейсовидные (иногда их можно назвать парагнейсами).

2. Зелено-серые и зеленовато-серые метаморфизованные полимиктовые, граувакковые песчаники, тонкоплитчатые и сланцеватые.

3. Зеленые сланцы вулканогенного и туфогенного происхождения.

4. Имеющие совершенно подчиненное значение конгломераты, образующие редкие прослои небольшой мощности (рч. Старик-Шор и Старуха-Шор — притоки р. Б. Тынаготы в Ляпинском районе), а также светлосерые доломиты (рр. Народа, Манья, рч. Старик-Шор), амфиболиты и эпидозиты (гора Ярота, рр. Манья, Кожим и др.).

Светлосерые метаморфизованные аркозовые песчаники, иногда кварцитовидные, или аркозовые кварциты (р. Щокурь-Я близ устья р. Пуйвы, р. М. Тынагота в истоках, р. Бадь-Ю — правый приток р. Кожим и др.), а также гнейсовидные разности (р. Няртцо-Ю) образуют, во-первых, в основании свиты толщу до 80—100 м мощностью, во-вторых, составляют небольшой мощности прослои среди эпидото-хлорито-кварцевых (граувакковых) сланцев более высоких горизонтов свиты.

Несмотря на то, что названные породы тесно перемежаются между собою, все же можно заметить в различных горизонтах свиты преобладание то тех, то других из них.

В данном случае заметим следующее:

1. В основании свиты V залегает более или менее компактная пачка (до 100 м мощности) светлосерых и розоватых плитчатых метаморфизованных аркозов или микроклин-альбито-кварцитовых сланцев.

2. Выше следует толща (не менее 1.5—2 км мощностью) зелено-серых, темнозеленоватых и буровато-серых, а также коричневатых песчаниковидных и филлитовидных слюдяно-хлорито-альбито-кварцитовых и эпи-

дото-кварцево-слюдяно-хлоритовых (граувакковых) сланцев с прослоями светлосерых неравномернозернистых слюдистых аркозов с редкими прослоями светлосерого доломита (в средней части толщи), подчиненных роговообманково-хлоритовым сланцам и амфиболитам.

3. Верхний горизонт свиты представлен очень характерной и необычайно выдержанной на всем восточном склоне Приполярного Урала толщей зеленых первично вулканогенных эпидото-хлорито-актинолитовых, эпидото-альбито-хлоритовых, альбит-хлоритовых, кварцево-биотито-хлоритовых и других «зеленых» сланцев, нередко богатых рудными минералами (магнетит, анатаз, пирит), с подчиненными им массивными амфиболитами, иногда переходящими в порфиристы и диабазы. Мощность этой толщи не менее 600—800 м.

Для удобства изложения ниже мы даем описание каждой из названных групп пород в отдельности.

Метаморфизованные аркозовые песчаники, залегающие в основании свиты, обладают хорошо выраженной слоистостью в виде плитчатой отдельности от 0.10 до 0.40 м мощностью. Кварцитовидные разности этих песчаников характеризуются как преимущественно кварцевые породы с незначительным содержанием полевого шпата и продуктов его замещения — слюды (серицита, мусковита).

Главными минералами этих пород являются кварц, микроклин и альбит. Угловатые и округлые зерна их размером 0.15—0.20 мм образуют цемент, а более крупные зерна, до 1.5—1.8 мм, погружены в мелкозернистую массу. Среди крупнозернистой фракции количественно преобладает полевой шпат, в мелкозернистой — кварц. Второстепенными минералами, участвующими в составе цементирующей массы, являются серицит, кальцит и хлорит (редко). В некоторых разностях пород полевой шпат наряду со слюдой представлен лишь редкими зернами; отдельные участки пород в этом случае имеют мономинеральный характер чистых кварцитов. Структура пород торцовая и бласто-псаммитовая.

Сланцеватые (точкоплитчатые) и гнейсовидные разности аркозов характеризуются значительным содержанием в составе их (наряду с кварцем) альбита, микроклина и слюды (биотит и мусковит); слюдяная и полевошпато-кварцевая составные части породы (каждая в отдельности) нередко образуют тонкие прослойки, что придает полосатую текстуру породе. Зерна альбита обычно выделяются по своей величине в виде порфиroidных вкрапленников и порода макроскопически нередко имеет облик измененных альбитофиров, за которые в поле она и может быть принята.

Аркозовые песчаники, составляющие подчиненные прослои среди толщи граувакковых сланцев, отличаются от вышеописанных более грубозернистым и неравномернозернистым сложением. Основная масса их состоит из мелкозернистого агрегата кварца (размер зерен в среднем 0.03—0.05 мм), среди которого выделяются угловатые и окатанные крупные зерна микроклина (диаметр их достигает 3—4 мм).

Зелено-серые и буроватые песчаниковидные сланцы или альбито-эпидото-кварцевые тонкослоистые (0.01—0.03 м) песчаники переслаиваются с филлитовидными тонкозернистыми альбито-кварцево-слюдяно-хлоритовыми сланцами, нередко листоватого сложения. Эти породы нами названы праувакковыми на том основании, что наряду с слюдисто-кварцевой частью в составе их существенную роль играют продукты разложения основных вулканических пород.

При микроскопическом изучении оказывается, что породы эти сложены преимущественно угловатыми зернами кварца, альбита (0.20—0.25 мм), эпидота и чешуйками хлорита. Второстепенными минералами являются роговая обманка, рудный минерал, слюда и кальцит. В некоторых (известковистых) разностях пород кальцит приобретает важное значение в образовании цемента. Масса цемента, сложенная в общем

теми же минералами, имеет тонкозернистое строение с величиной зерен, не превышающей 0.05—0.07 мм.

Филлитовидные разности пород по составу отличаются от песчаниковидных лишь большим содержанием хлорито-слюдистого материала.

Зеленые вулканогенные и туфогенные сланцы, составляющие верхний горизонт описываемой свиты, по своему минералогическому составу разделяются на несколько разновидностей, которые, однако, отличаются одним общим для них признаком: существенное значение в их составе имеют минералы, образовавшиеся за счет изменения основных пород, тогда как кварц представляет вполне подчиненную часть или вовсе отсутствует. Не перечисляя всех разностей сланцев, участвующих в сложении толщи, укажем здесь лишь две главнейшие группы их:

1) сланцы, сложенные существенно цветными минералами: роговой обманкой, биотитом, хлоритом, рудным минералом и эпидотом;

2) породы, в составе которых, кроме перечисленных минералов, важное значение имеют альбит и кварц.

Породы первой группы образованы преимущественно роговой обманкой (актинолитом и уралитом), хлоритом, биотитом, эпидотом, цоизитом с участием альбита, магнетита и лейкоксена. К этой группе относятся эпидото-хлорито-актинолитовые, цоизито-роговообманковые и биотито-хлоритовые сланцы. Волокнистый облик главнейших минералов обуславливает преобладающе нематобластовую структуру; иногда, устанавливается также лепидобластовая структура вследствие пластинчато-чешуйчатого габитуса главных компонентов (хлорита и слюды).

В более светлоокрашенных породах второй группы наряду с вышеперечисленными минералами существенную роль играют альбит, реже кварц, большое значение имеет также эпидот; в качестве второстепенного минерала часто присутствует кальцит. Породы эти имеют туффитовый характер. В структурном отношении здесь наблюдается чередование гранобластовых участков с лепидобластовыми.

Описанные зеленые вулканогенные сланцы по простирацию иногда переходят в более массивные породы — амфиболиты; в последних же в некоторых случаях сохранились участки, характеризующиеся реликтами офитовой (диабазовой) и порфировой структуры.

Суммарная мощность описанной свиты достигает внушительной цифры в 2.5—3 км.

Нижний силур

Свита VI углисто-кварцитовых и слюдисто-хлорито-кварцитовых сланцев (s₁)

Эта свита залегает непосредственно выше предыдущей, с которой она, вероятно, тесно связана; но во всяком случае резкой границы в виде каких-либо следов перерыва, присутствия характерных маркирующих прослоев и т. п. между ними обнаружено не было; однако, возможно, что это объясняется плохой обнаженностью обеих свит. Условно нижняя граница описываемой свиты проводится вслед за сменой толщи преимущественно зеленых вулканогенных сланцев песчаниковидными существенно кварцевыми породами.

Свита развита в северо-восточном углу области в районе р. Парус-Ю; далее к югу, в районе р. Нерка-Ю она сменяется полосой гнейсов и появляется вновь в районе р. Народа, образуя здесь между свитой зеленых сланцев и среднепалеозойским комплексом узкую полосу (3—5 км), протягивающуюся до южной границы Саран-Паульского района. В Няксим-вольском районе полоса этих пород прослежена на всем протяжении от р. Сев. Сосьвы до р. Хомась.

Свита сложена светлосерыми и грязносерыми, иногда с фиолетовым оттенком, преимущественно кварцитовыми и серицито-кварцевыми тонко-слоистыми и сланцеватыми породами. Нередко характерной особен-

ностью пород является присутствие в них углистого (графитового?) вещества, приуроченного, главным образом, к плоскостям наслоения; в таком случае графитистые, пачкающие сланцы при микроскопическом исследовании не обнаруживают графитового или углистого вещества, так как шлифы обычно готовятся из середины слоя, не захватывая плоскостей наслоения. Однако углистое вещество встречается и в распыленном виде среди основной массы породы.

По составу среди пород описываемой свиты различаются: 1) кварцитовые и углисто-кварцитовые песчаниковидные сланцы; 2) серицито-хлорито-кварцитовые и филлитовые кварцево-хлорито-сланцевидные сланцы.

Кварцитовые и углисто-кварцитовые сланцы макроскопически представляют светлосерые, темносерые и полосатые тонкослоистые (0.03—0.05 м) песчаниковидные породы. По плоскостям наслоения и сланцеватости, иногда, наблюдается серебристый отблеск, обусловленный присутствием серицита, чаще здесь же сосредоточивается и углистое вещество.

Под микроскопом порода состоит почти целиком из гранобластической неравномернозернистой массы кварца (размер зерен 0.10—0.20 мм), среди которой иногда (в углисто-кварцитовых сланцах) рассеяны пылевидные углисто-графитовые частицы; чаще углистое вещество образует тонкие, нередко изгибающиеся (плотчатые) полосы среди кварцевых прослоев. В небольшом количестве в породах присутствует серицит в виде мелких чешуек.

Вторая группа пород имеет светлозеленоватую, иногда фиолетово-серую окраску и хорошо выраженную сланцеватую текстуру. Иногда в них отчетливо выражена микрослоистость в виде полосчатости, обусловленная чередованием кварцевых прослоев с хлорито-сланцевидными.

Породы эти сложены, главным образом, кварцем, хлоритом и серицитом; в некоторых разновидностях в заметном количестве присутствуют также альбит или карбонат.

Кварц обычно преобладает над другими компонентами, образуя прослои гранобластической массы, чередующиеся с полосками, образованными неправильными зернами и чешуйками хлорита, пронизанного иглами серицита; к хлориту, иногда, примешано углистое вещество в пылевидном состоянии.

Альбит во всех случаях находится в подчиненном кварцу количестве.

Карбонат (там, где он встречается) образует относительно более крупные зерна с многоугольными очертаниями.

В филлитовидных сланцах этой группы устанавливается в общем тот же минералогический состав, но при несколько другом соотношении кварца и слюдисто-хлоритовой части породы, близком к отношению 1:1; кроме того, все компоненты в этих сланцах обычно более мелкозернисты, чем в вышеописанных породах.

Истинная мощность описанной свиты неизвестна, в частности потому, что не установлена ее верхняя граница. Однако, судя по некоторым разрезам, она не менее 600 м.

Описанная свита углисто-кварцитовых и слюдисто-хлорито-кварцитовых сланцев в нашем районе венчает разрез нижнего палеозоя.

Эффузивные породы

Как видно из стратиграфического очерка нижнепалеозойских отложений, в разрезе этих толщ большое место принадлежит эффузивным породам основного и частично кислого состава. Так, например, в районе Ляпинского Урала в свите I метаморфических пород, относимых к докембрию, значительное развитие получили эффузивы основного состава. Они довольно детально изучены в районах Сура-Иза, Пелингичея и верховьев р. Народа, где залегают в виде покровов от нескольких десятков до сотни метров мощности и хорошо выдерживаются по простиранию на протяжении 3—5 км. Породы того же состава находятся в виде неболь-

ших даек и мощных жил северо-восточного простирания среди нижних толщ докембрия. Эти жилы и дайки, по всей вероятности, представляют корни вышележащих основных эффузивов. В настоящее время эффузивные породы, как правило, превращены в актинолито-хлоритовые и альбито-хлоритовые породы, иногда тонкослоистого, реже грубослоистого и массивного сложения, в которых довольно часто по минералогическому составу и в особенности по реликтам первоначальной структуры удастся установить их первичный характер.

Как это можно видеть из петрографического описания этих пород (см. ниже), а также из их геологического положения, названные сланцы несомненно образовались из эффузивов самого древнего вулканического цикла Приполярного Урала (диабазов, порфиритов и спилитов).

В районе горы Малды к западу от р. Болбан-Ю, как это показано на геологической карте, через весь северо-западный угол широкой полосой протягиваются кварцевые альбитофиры и спилиты. Коренные выходы их в виде больших скал были встречены на вершине горы Малды против оз. Болбан-Ты и на ее северо-западных склонах. Против устья р. Пелингичея они обнажаются на юго-восточном склоне горы Малды.

Покровы кварцевого альбитофира и спилитов находятся среди верхних слоев свиты III метаморфических образований, относимых к верхам нижнего кембрия.

Нижние горизонты спилит-альбитофировой толщи сложены сильно рассланцованными кварцевыми альбитофирами красновато-фиолетового цвета, переслаивающимися с тонкими слоями туфогенной породы того же состава. В верхних горизонтах кварцевых альбитофиров встречаются менее рассланцованные разности среднезернистой структуры.

Выше, непосредственно на кварцевых альбитофирах, лежит мощный покров миндалевидных спилитов с плохо сохранившейся вследствие сильного метаморфизма шаровой отдельностью.

Покровы названных пород, имеющих мощность 200—300 м, по простиранию прослеживаются не менее чем на 25 км; к северу уходят за пределы района наших исследований.

Кроме того, лавы кварцевого альбитофира образуют небольшое пятно по левобережью р. Зап. Болбан-Ю — в ее среднем течении.

Среди пород свиты I на ряду с эффузивными встречаются также и жильные разности кварцевых альбитофиров. Эти жилы прослеживаются по простиранию на 10—15 км при мощности 100—150 м. Так, например, в районе р. Иркутсей и восточных подножий гор Старик-Из и Старуха-Из мощная жила кварцевого альбитофира, залегающая в контакте с кварцитами второй свиты, прослеживается почти на 9 км. В районе хребтов Сыня-Рузь и Юна-Юра-Из таких жил насчитывается не менее пяти; они также выдерживаются по простиранию на большие расстояния.

В Сосьвинском Урале в аналогичных геологических условиях находятся кварцевые альбитофиры горы Пырвы, расположенной к северо-западу от гранитного массива Мань-Хамбо. Как кварцевые альбитофиры, так и спилиты в большинстве случаев утратили свою первичную структуру изверженной породы и имеют тонкослоистое сложение. Однако нередко можно встретить участки, где их первичная порода распознается без особого труда.

Следующая группа эффузивных пород получила широкое распространение в верхнем горизонте свиты V метаморфических сланцев, относимых по возрасту к верхнему кембрию. В этой свите исключительно широкое распространение получили эффузивы основного состава. Так, например, огромная полоса метаморфических сланцев, тянущаяся через весь описываемый район, в основном сложена актинолито-хлорито-амфиболитовыми и альбито-хлорито-амфиболитовыми сланцами, несомненно происшедшими из эффузивов основного состава. Это отчетливо устанавливается (так же как и в вышеописанной группе пород) по реликтам

первоначальной структуры, минералогическому составу и по геологическому положению пород среди других отложений. Они образуют многочисленные покровы, выраженные в настоящее время в виде пластов от десятка до сотен метров мощностью. В разрезах рр. Иоутынь-Я, Нысь-Мань, Нысь, Толь-Я и Яны-Мань исключительно хорошо видно их геологическое положение среди слюдисто-кварцитовых и слюдисто-хлоритовых сланцев. Они образуют резкий контакт с породами лежащего и всякого бока, а по простираанию часто фациально переходят в разности, где к пирокластическому материалу примешивается большое количество осадочного. К таким разностям относятся: кварцево-хлорито-рогово-обманковые, эпидото-хлорито-кварцевые и альбито-хлорито-кварцевые сланцы.

В районе Ляпинского Урала эффузивные породы верхнего кембрия распространены в его северной половине в разрезах рр. Хальмер-Ю, Нядокота, Нерка-Ю, Болбан-Ю и по р. Тыкатлова.

О том, что эти породы до метаморфизма находились в виде покровов среди нормально осадочных отложений, говорит их частая послонная перемежаемость с последними и относительная выдержанность по простираанию. Судя по минералогическому составу и структуре, эти породы, повидимому, в основном произошли из покровных диабазов и реже порфиритов. Кислых эффузивов среди отложений верхнего кембрия не обнаружено.

Кроме описанных пород среди кембрийских отложений большим распространением в Приполярном Урале пользуются габбро-диабазы и диабазы, превращенные в настоящее время в амфиболиты. В большинстве случаев эти породы залегают в виде мощных жил, даек и интрузивных залежей. Такие дайки, до 200 м мощностью, слагают центральную часть гор: Паль-Соут-Тумп (находящейся в самой южной части Сосьвинского Урала), Иоут-Хури, Мань-Кот-Нер, Яны-Кот-Нер, Пас-Нер и Нер-Ойка. В юго-западной части ими сложены вершины: Мань-Пут-Турн, Яны-Пут Турн, Яны-Вондере-Сяхал и Печер-Талях-Сяхал. В Ляпинском Урале жилы названных пород констатированы в районах Мань, Хоса-Я, Нядокота и Вост. Болбан-Ю. По простираанию они прослеживаются на десятки километров. Так как дайки приурочены к районам широкого развития эффузивных пород, то, повидимому, они представляют собой корки верхнекембрийских эффузий.

Эффузивы нижнего кембрия и протерозоя залегают «пластами» небольшой мощности и хорошо выдержаны по простираанию. Это дает основание предполагать, что лавовые потоки изливались в сравнительно спокойной обстановке по меридиональным трещинам, возникавшим при тектонических движениях того периода.

Характер излияний в верхнекембрийское время, повидимому, был несколько отличным: наличие большого количества туфогенного материала, давшего серию пирокластических и туфогенных пород, переходных к осадочным образованиям, значительное развитие небольших жил диабаз и крайнее непостоянство мощностей описанных сланцев, скорее всего свидетельствует о менее спокойном характере вулканической деятельности, чем это имело место в нижнем кембрии и протерозое.

Интрузивные породы

Наряду с большим распространением в нижнем палеозое эффузивных пород, в Приполярном Урале огромным развитием пользуются и породы интрузивной стадии как основного, так и кислого состава.

К наиболее древним и наиболее широко распространенным интрузиям Ляпинского края относятся крупные массивы гранитов, находящиеся в центральной части Приполярного Урала. Кроме того, сравнительно небольшие массивы гранитов находятся в восточной половине метаморфи-

ческой полосы, где они с породами верхнего кембрия образуют интрузивный контакт.

Глубинные породы основного состава нижнепалеозойского возраста имеют относительно небольшое развитие. К этой группе отнесены массивы габбро-диабазов, амфиболитов и диоритов водораздельной части Урала.

Граниты

Интрузии гранитов центральной части Приполярного Урала образуют три отчетливо выраженные полосы, вытянутые согласно с общим простиранием вмещающих пород и приуроченные, главным образом, к зонам антиклинальных поднятий.



Фиг. 13. Обнажение гранита по р. Народа

Западная полоса гранитов состоит из отдельных массивов, расположенных в следующем порядке с севера на юг: Болбан-Ю, Лимбеко-Ю, Малды, Вангур и Нер-Ойка, которые разделены между собою толщей кремнистых сланцев, относимых к нижнему кембрию. Все перечисленные массивы западной полосы приурочены к западной зоне антиклинального поднятия, ось которого идет параллельно оси основного Уральского антиклинория.

Центральная полоса гранитов приурочена, в основном, к водораздельной части Уральского хребта и состоит из следующих массивов: на севере длинный массив Лапча, к югу от него Народа (фиг. 13), Манья Хобе-Ю и Сале-Урне-Хум. Кроме того, к центральной полосе гранитов близко примыкают в северной части Кожимский гранитный массив и в южной — небольшие массивы, расположенные к востоку от горы Сале-Урне-Хум: Нижнеманьинский и Няртцо-Из. В промежутке между последними находится ряд мелких гранитных выходов без определенных названий.

В этой же полосе находятся диоритовые массивы Пысян-Шор и Парнук, повидимому, происшедшие в результате ассимиляции гранитной магмой вмещающих толщ (габбро-диабазового состава).

Восточная гранитная полоса приурочена к зоне восточного антиклинального поднятия, идущего, как и два первые, параллельно общей уральской складчатости с небольшим отклонением на восток на широте р. Хальмер-Ю. На севере эта полоса начинается небольшим массивом Бадь-Ю; к югу от него в районе р. Ярота находятся четыре небольших

массива (Яротские массивы); за ними следует длинный Тынаготский массив, вытянутый от р. Варук-Шор до р. Тынагота.

Восточнее этой полосы небольшие гранитные выходы констатированы в верховьях р. Тыла-Руз, в среднем течении р. Нерка-Ю, в верховьях р. Б. Хоса-Я и небольшой массив по левобережью р. Хальмер-Ю. Ряд гранитных выходов встречен и между восточной и центральной полосами — в среднем течении Малой Тынагота, по левобережью р. Хальмер-Ю (Тохлая), в верховьях р. Б. Пальник-Шор, по левобережью р. Народа, в устье р. Япта-Яга и несколько западнее последнего по левому берегу р. Народа.

Продолжением центральной и западной полос на юг, повидимому, является огромный массив Мань-Хамбо, находящийся в Нясимвольском районе примерно в 200 км к югу от г. Нер-Ойка.

Гранитные массивы западной полосы

Гранитный массив Болбан-Ю находится в левом увале среднего течения р. Болбан-Ю. Он прослежен, главным образом, по глыбовым россыпям северного склона большого хребта, идущего параллельно р. Болбан-Ю. Коренные выходы в этом районе встречаются очень редко. Вмещающая толща представлена слюдисто-кварцитовыми и кварцево-серицитовыми сланцами, относимыми к свите III метаморфического комплекса. Сланцы падают в районе гранитов на запад и северо-запад под углом 80—90°. Судя по элементам залегания вмещающей толщи, гранитное тело, повидимому, имеет неправильную форму, вытянутую в северо-восточном направлении, и падает в общем согласно со сланцами.

Гранитный массив Лимбеко-Ю расположен за северо-западной рамкой района и только южной своей частью попадает в пределы нашей съемки. На востоке с ним контактируют кварциты хребта Сыня-Рузь.

Гранитный массив Малды, один из самых крупных массивов района, в северной части образует узкую полосу в 1,5 км шириной, которая к югу значительно расширяется и в районе р. Правого Лимбеко-Ю достигает ширины 7—8 км. Его продолжением в районе горы Народа и в карах р. Народа, расположенных на восточном склоне Урала, являются небольшие гранитные выходы, не превышающие 200—300 м² по площади.

Гранитный массив Малды с востока контактирует с кварцево-серицитовыми сланцами низов среднего кембрия, падающими под граниты на северо-запад, а на западе — с кремнистыми сланцами нижнего кембрия. В северо-западной части граниты контактируют с кварцево-серицитовыми сланцами, переслаивающимися с лавами миндалевидных спилитов и кварцевых порфиров.

В районе массива Малды находится большое количество ледниковых цирков, в которых берут начало реки: Болбан-Ю, Лимбеко-Ю, Народа и их многочисленные притоки. В отвесных гранитных стенках этих цирков часто можно видеть жилы лампрофиров и кварца. Кроме того, на самой вершине горы Малды часто наблюдаются небольшие коренные выходы гранитов. В основном же весь массив покрыт глыбовой россыпью.

В западной половине массива Малды граниты имеют порфировидное сложение, причем эта разновидность прослеживается по всей западной окраине. То же наблюдается и в массиве Лимбеко-Ю. Центральная и восточная части массива сложены среднезернистой и частью крупнозернистой разностью. В породе резко выражена гнейсовидность, особенно в периферических частях массива. Гнейсовидность ориентирована согласно с общим простираанием массива.

Судя по элементам залегания вмещающей толщи и по форме выхода на дневную поверхность, это гранитное тело, повидимому, представляет межпластовую линзоподобную интрузию, вытянутую согласно с общим простираанием вмещающих ее пород.

Бангурский гранитный массив расположен в верховье р. Вангура, где гранитами сложен ряд вершин района р. Бангур. Самый контур гранитов на геологической карте имеет неправильную, несколько вытянутую в широтном направлении форму, обусловленную, повидимому, общей широтной структурой вмещающих толщ.

В районе Бангурского массива имеется большое количество коренных обнажений, в которых иногда удается наблюдать взаимоотношение гранитов с вмещающими толщами. Так, например, на востоке, по левому увалу левой вершины р. Вангура отчетливо видно, как филлитовые сланцы налегают на пластовую интрузию гранитов. На западе граниты контактируют с кварцево-биотитовыми сланцами, падающими под граниты на ЮВ 100° , $\angle 50^\circ$. В ряде других мест массива (в ледниковых цирках левого увала р. Вангура) можно наблюдать падение сланцев под



Фиг. 14. Глыбовая россыпь гранита. Восточный склон горы Кефталык

граниты в восточном контакте и налегание на граниты в западном контакте. Все это дает основание определять форму описываемого массива как пластовую интрузию, простирающуюся в северо-восточном направлении.

В граните хорошо выражены следующие отдельности: 1) простираение на ЮВ 105° , падение на север $\angle 75^\circ$, 2) простираение на СВ 40° , падение на ЮВ $\angle 65^\circ$, 3) простираение на СВ 65° , падение на СЗ $\angle 15^\circ$, 4) горизонтальная отдельность, выраженная неотчетливо.

В других местах горизонтальная отдельность выражена значительно отчетливее. К первой и второй отдельностям часто приурочиваются жилы лампрофиров и кварца.

Гранитный массив Нер-Ойка вытянут с юга на север почти на 30 км и уходит за южную рамку наших исследований. Его максимальная ширина достигает 5—6 км. В районе горы Нер-Ойка к западу от главного массива граниты образуют большое ответвление. Здесь гранитами сложены западные отроги горы Нер-Ойка и район верховья левых притоков р. М. Паток. На площади, занятой массивами, имеется большое количество коренных выходов. В основном же контуры массива прослеживаются по глыбовым россыпям, которые покрывают мощным слоем склоны и вершины гор.

На западе граниты описываемого массива контактируют с древней толщей метаморфических сланцев нижнего кембрия. В составе этой

толщи наблюдаются мощные преслои актинолитовых сланцев, в которых, иногда, наблюдается первичная структура изверженной породы. Сланцы вблизи западного контакта в районе левых притоков р. М. Патока круто падают на запад от гранитов. Однако в небольшом удалении от массива они меняют свое падение с западного на восточное. К востоку от гранитов, в районе рр. Кобыла-Ю, Щокур-Я, и в ряде других мест сланцы падают так же круто на запад и северо-запад (фиг. 14). Исходя из этого, можно предполагать, что гранитное тело имеет пластообразную форму, вытянутую в меридиональном направлении и круто падающую на северо-запад и запад.

По восточной окраине Нер-Ойкского гранитного массива широко развиты в гранитах ксенолиты вмещающих пород. Так, например, в обнажениях левых притоков р. Кобыла-Ю в граните можно наблюдать самых различных размеров (от нескольких сантиметров до 2—3 м) ксенолиты актинолитовых и хлоритовых сланцев; ксенолиты большей частью имеют остроугольную форму и почти не подверглись процессам ассимиляции гранитной магмой. Однако в других местах наблюдается почти полная ассимиляция гранитами глыб вмещающих пород; это находит свое отражение в наличии среди гранитов участков диоритового состава.

Наряду с жилами диабазов в краевых частях гранитного массива довольно часто встречаются жилы кварцевого порфира до 10—15 м мощности. Иногда можно проследить непосредственную связь этих жил с гранитами. В районе р. Додо отчетливо видно, как жила кварцевого порфира в 2—3 м мощностью постепенно переходит в гранит, т. е. по существу является апофизой гранита в сланцах.

Гранитные массивы центральной полосы

Лапчинский гранитный массив образует длинную узкую полосу, идущую от восточных отрогов горы Лапча к южным склонам горы Сана-Из. Коренные выходы в районе массива встречаются очень редко. Они констатированы в береговых скалах рр. Хаталамба (здесь граниты обнажены в русле реки), Кузь-Пуа-Ю, Николай-Шор, Сюрюзь-Рузь и Народа.

Вмещающей толщей этого массива служат слюдяные и кварцево-слюдяные сланцы надкварцитовый толщи. К западу и северо-западу от гранитов сланцы круто падают на СЗ 310° . На востоке они падают под граниты. Углы падения в обоих случаях очень крутые. В массиве отчетливо выражено полосатое строение, обусловленное чередованием светлых и более темных разностей гранита.

Светлая разность имеет мелкозернистую аплитовидную структуру со слабо выраженной гнейсовидностью. Серая разность отличается крупнозернистой структурой, иногда порфировидной, с сильно выраженной гнейсовидностью. Как полосатая структура, так и гнейсовидность ориентированы согласно с общей вытянутостью массива и с простираанием вмещающих пород. В восточной части массива в районе верховьев р. Николай-Шор и восточных подножий горы Лапча в гранитах весьма развиты жилы диабазов и спессартитов.

Таким образом, Лапчинский гранитный массив, повидимому, представляет собой круто падающую на северо-запад пластообразную интрузию, вытянутую на 30 км в северо-восточном направлении при максимальной мощности в 2.5 км.

Гранитный массив Народа находится к югу и частью к юго-западу от Лапчинского. По площади это самый крупный в районе массив. Он тянется от правобережных увалов р. Б. Хобе-Ю до рч. Пелингичея и достигает по длине 35 км, по ширине 6—7 км. Форма его, как видно на геологической карте, весьма неправильная. Этот массив находится в ядре центрального антиклиналя, сложенного наиболее древним комплексом метаморфических пород. С востока и запада он контактирует с кремнистыми и серицито-кварцитовыми сланцами, отдельные ксенолиты

которых встречаются и в центре массива. В северо-восточной части массива с гранитами контактируют кварциты Сев. Чендера.

Коренные выходы наблюдаются, главным образом, в верховьях рек в многочисленных ледниковых цирках.

Сланцы и кварциты, залегающие к востоку от гранитов, круто падают на запад и юго-запад под граниты. На западе они падают от гранитов. Можно предполагать, что и этот массив имеет форму пластообразной интрузии, залегающей согласно с вмещающими породами.



Фиг. 15. Гранито-гнейсовый останец на водоразделе между рр. Народа и Манья

Гранитный массив Мань-Хобе-Ю находится к югу от массива Народа. Полуторакилометровой полосой сланцев он разделен на два небольших массива. Взаимоотношение этих гранитов со сланцами такое же, как и в массиве Народа. Они представляют небольшие линзовидные тела, согласно залегающие со сланцами и круто падающие на запад.

Гранитный массив Сале-Урне-Хум (самый южный массив центральной гранитной полосы) тянется узкой полосой с юга на север от р. Шокурь-Я до левобережных увалов р. Маньи. Восточная граница этого массива прослеживается почти исключительно по россыпям, так как коренные выходы по восточному склону хребта Сале-Урне-Хум встречаются редко (фиг. 15). На востоке граниты контактируют со слюдяными сланцами надкварцитовой толщи, которые в небольшом удалении от гранитов падают на запад под углом $50-60^\circ$. В непосредственном контакте падение сланцев из-за отсутствия коренных выходов осталось невыясненным.

Западный контакт гранитов проходит с кремнистыми сланцами подкварцитовой толщи, также круто падающими на запад. Таким образом и этот гранитный массив, повидимому, представляет пластообразные ин-

трузии, простирающиеся согласно с вмещающими породами; в общем разрезе метаморфической толщи они замещают кварциты, если последние фациально не замещены вышеназванными сланцами.

Кожимский гранитный массив находится в среднем течении р. Кожим и его левых притоков рр. Николай-Шор, Иг-Шор и Кузь-Пуа-Ю. Несмотря на неправильную форму выхода его на поверхность общая вытянутость в северо-восточном направлении остается характерной и для него. Кроме того, небольшой массив гранита, отделенный от Кожимского узкой полоской слюдяных сланцев, находится в районе р. Пон-Ю, правого притока р. Кожим.

Оба упомянутые массива находятся в кварцево-сланцевых и хлоритовых сланцах нижнего кембрия. В южной оконечности Кожимский массив образует ряд узких ответвлений, одно из которых близко подходит к Лапчинскому гранитному массиву. Коренные выходы гранитов были встречены по рр. Иг-Шор, Эси-Шор, Кожим и Пон-Ю. Здесь наблюдается та же картина: падение сланцев на востоке под граниты, а на западе — от гранитов. Так, например, в верховьях р. Иг-шор, по его правому увалу, отчетливо видно падение пластообразной интрузии гранита в 500 м мощностью под кварцево-сланцевые сланцы, отчетливо падающие на СЗ 310° , $\angle 40^\circ$. Это падение выдерживается и в других близлежащих обнажениях.

В 3 км ниже истоков р. Эси-Шор по правому берегу кварцево-сланцево-хлоритовые сланцы лежат на гранитах и падают на СЗ 320° , $\angle 35^\circ$.

В нескольких метрах ниже по реке видно переслаивание интрузивной залежи гранита гнейсовидного сложения и небольшой мощности с упомянутыми сланцами.

В районе р. Пон-Ю сланцы падают на СВ 25° , $\angle 35-50^\circ$, а несколько выше по реке — на ЮВ 100° , $\angle 30^\circ$. По рч. Хасаварке сланцы снова обнаруживают падение на СЗ 330° , $\angle 20^\circ$.

В гранитах по р. Пон-Ю хорошо выражена отдельность, ограниченная плоскостями: 1) простираение ЮЗ 60° , падение ЮВ $\angle 75^\circ$, 2) простираение СВ 40° , падение на ЮВ $\angle 55^\circ$, 3) залегание почти горизонтальное.

Можно сделать заключение, что описываемые массивы имеют форму неправильных линз и вытянуты — Кожимский массив в северо-восточном направлении, а Поньинский в северо-западном направлении. Линзы круто наклонены на северо-запад согласно с вмещающими толщами.

Гранитные массивы Манья и Няртцо-Ю оконтурены по россыпям. Коренных выходов в районе контакта очень мало, а поэтому сказать что-либо об их форме нельзя. Эти массивы залегают среди слюдяных и кварцево-сланцевых сланцев надкварцитовый толщи.

Тяготеющие к центральной полосе изображенные на карте мелкие выходы гранитов в большинстве случаев нанесены по нахождению пород в россыпях или одиночных коренных обнажениях. Их форма залегания скорее всего соответствует мелким линзам, согласно залегающим с вмещающими толщами.

В районе Сосьвинского Урала гранитами слагаются горы Мань-Хамбо (Мант-Хан-Хам), Хомсын-Сори, Анквал-Суп-Нел и ряд мелких безымянных гор, расположенных по соседству с названными массивами.

Для удобства дальнейшего изложения граниты перечисленных выше гор нами объединены под общим названием Мань-Хамбо.

Гранитный массив Мань-Хамбо по своему геологическому положению соответствует массивам центральной и западной полосы Ляпинского Урала. Вмещающей толщей служат серицито-кварцитовые и слюдяно-хлоритовые сланцы нижнего кембрия. На западе они падают под граниты на северо-восток и восток под углом $75-80^\circ$, а на востоке — от гранитов под углом $50-60^\circ$.

В граните повсеместно развита гнейсовидная текстура, ориентированная в меридиональном направлении. При пересечении массива с запада

на восток в нем наблюдается чередование лейкократовых и мезократовых разновидностей гранита. При таком пересечении массива удастся на протяжении 10—15 км наблюдать три разновидности, чередующиеся между собой в виде полос 20—300 м ширины, а именно: темный крупнозернистый гнейсовидный гранит, темный среднезернистый, менее гнейсовидный гранит и красноватый мелкозернистый гранит без признаков гнейсовидности. Первая разновидность приурочивается к периферическим частям массива, вторая и третья слагают центральную его часть.

Среди гранитов Мань-Хамбо наблюдается значительное количество зеленых эпидото-актинолитовых сланцев, залегающих в виде мелких полос мощностью до 2—5 м с простиранием на северо-запад и падением на восток под углом 65—75°. Судя по характеру залегания и минералогическому составу, эти сланцы несомненно представляют глубоко метаморфизованные жильные породы гранитов.

Контуры гранитного тела, входящего в пределы нашей карты только своей восточной половиной, примерно соответствуют эллипсу, длинная ось которого вытянута согласно с общим простиранием вмещающих толщ. Судя по элементам залегания сланцев, контактирующих с гранитами, и по характеру гнейсовидности, описываемая интрузия, повидимому, представляет неправильное грубо пластообразное тело, залегающее в осевой части антиклинория и круто падающее на восток согласно с общим падением метаморфических сланцев.

Все перечисленные выше массивы образуют согласные контакты с вмещающими породами. Однако в редких случаях наблюдаются апофизы от массивов, в виде небольших жил прорывающие боковые породы. Наблюдаются также несогласные контакты гранитов с вмещающей толщей. Контактное изменение боковых пород выражается в образовании роговиков, сильно окварцевании и в редких случаях в образовании гранатовых скарнов. Все же приходится отметить общую слабость контактного влияния интрузий на боковые породы. Возможно, что контактные породы в дальнейшем ходе регионального и дислокационного метаморфизма были сильно изменены и в настоящее время трудно отличимы от общего комплекса метаморфических сланцев.

Из стратиграфического очерка видно, что в сложении свит V и VI принимают участие аркозовые песчаники и конгломераты с редкими гальками гранитов. Состав этих песчаников (альбит, микроклин, кварц, тонкие листочки слюды) полностью соответствует составу вышеописанных гранитов, а найденные в конгломератах гальки гранита, соответствующие гранитам центральной и западной полосы, не оставляют сомнения в том, что эти осадочные породы, относимые к среднему кембрию и нижним слоям верхнего, образовались в результате размыва описываемых гранитных интрузий. Наличие аркозовых песчаников и галек гранита в конгломератах говорит за то, что внедрение гранитных интрузий происходило не позднее среднего кембрия.

Гранитные интрузии восточной полосы

Если для гранитных массивов западной и центральной полос все же удастся, хотя бы приблизительно, устанавливать формы их залегания, то для восточной полосы эта задача сильно затрудняется плохой обнаженностью контактовых зон. О залегании гранитных тел здесь можно судить только по вытянутости контуров, согласно с общим простиранием вмещающих их пород. Так, например, Бадьинский и Яротский массивы имеют форму линз, вытянутых в меридиональном направлении. Тынаготский массив узкой полосой тянется почти на протяжении 30 км от р. Тынагота до г. Тэль-Рузь. Как видно на геологической карте, он в точности следует общему простираанию вмещающих его пород. В районе Тынаготского массива наблюдается ряд мелких выходов гранитов, также имеющих форму мелких линз.

Все перечисленные массивы восточной полосы залегают среди толщи аркозовых песчаников, условно относимых к среднему кембрию.

В районе правобережья р. Народа обнаружены два небольших гранитных массива неправильных очертаний, вытянутых почти в широтном направлении. Последнее объясняется, возможно, тем, что эти массивы находятся среди гнейсов, в значительной своей части происшедших из изверженных пород, а поэтому лишенных четко выраженной первичной слоистости. Кроме того, в полосе гнейсов наблюдается огромное количество более мелких гранитных тел. Гнейсы настолько сильно инъецированы гранитами, что приобретают характер настоящих мигматитов.

Гранитные массивы восточной полосы, как это указывалось выше, приурочены к зоне антиклинального поднятия, идущего восточнее центрального антиклинория. Гранитные массивы описываемой полосы отличаются от массивов центральной и западной полосы незначительными размерами и широкой разбросанностью по району, что, повидимому, связано с более пологим характером антиклинальной складки восточного поднятия.

В районе р. Маньи, Народа и Хальмер-Ю имеют широкое развитие гнейсы, заметно мигматизированные. В полосе этих гнейсов встречается большое количество мелких гранитных выходов линзовидной формы. В некоторых пунктах можно наблюдать обильное развитие жил аплитовидного гранита, пронизывающих гнейсы. Как это видно на геологическом разрезе, район распространения гнейсов попадает также в зону антиклинального поднятия, и можно предположить, что наблюдаемые выходы гранитов являются не чем иным, как апофизами скрытого на глубине крупного гранитного массива.

Образование гнейсов, повидимому, вызвано внедрением огромной массы гранита в виде мелких жил.

Жилые породы в гранитах восточной полосы пока слабо изучены, однако отдельные наблюдения показывают, что здесь наиболее развиты жилы аплита и частью пегматита; помимо того, наблюдаются и жилы кварца с признаками полиметаллического и редкометального оруденения.

Внедрение интрузий гранита центральной и западной полосы относится к промежутку между средним и нижним кембрием, так как продукты размыва этих интрузий — аркозовые песчаники и конгломераты с галькой гранита, как уже отмечалось выше, мы находим в отложениях среднего кембрия; интрузию же гранита восточной полосы скорее всего следует относить к более позднему времени, возможно к первой фазе каледонской складчатости, проявившейся на границе нижнего и среднего палеозоя.

Сильное изменение гранитов восточной полосы, их гнейсовидность, вытянутость гранитных тел согласно с общим простираанием пород позволяют предположить, что внедрение их происходило в одну из первых фаз каледонской складчатости.

Диориты

В районе гранитных массивов центральной полосы располагаются два значительных массива диоритов. Первый из них находится в районе р. Пысян-Шор, второй в районе р. Парнук.

Диоритовый массив Пысян-Шор установлен по россыпям и о форме его залегания сказать что-либо трудно. Массив Парнук находится в более благоприятных условиях и на его описании мы вкратце остановимся.

Интрузия Парнук находится в центральной части хребта в районе рр. Парнук и Мань-Хобе-Ю. Она имеет общее простираание с юга на север и прослеживается на расстоянии до 20 км, а в ширину достигает 8 км. Форма массива неправильная. С востока под диориты падают сланцы наиболее древнего комплекса, а на западе они падают от интрузий.

По своему петрографическому составу эта интрузия заслуживает исключительного внимания. В целом она представлена диоритами. Однако в западной и частично в восточной ее окраинах значительное развитие имеют пироксениты габбро и кварцевые диориты. Кроме того, в восточной и южной окраинах по соседству находятся нормальные граниты.

Судя по наличию диоритов среди гранитных интрузий и по их петрографическому составу, можно предполагать, что диориты представляют результат ассимиляции боковых пород гранитной магмой. Эта мысль находит подтверждение в широком распространении мелких пятен диоритов среди гранитов. Такие участки были констатированы в районе интрузий Пон-Ю, Народа и Нер-Ойка. Наличие в диоритах пироксенитов, габбро и гранитов показывает, что процесс ассимиляции шел на значительных глубинах и что после ассимиляции произошла значительная дифференциация в массиве.

Среди гранитных интрузий широко распространены диабазы, спессартиты, кварцевые порфиры, аплиты, пегматиты и кварц в виде жил небольшой мощности, обычно не превышающей 1—2 десятков метров. Эти жилы приурочены к господствующей в гранитах отдельности северо-западного направления. Особенно большое количество жил наблюдается в районах Нер-Ойки и Мань-Хамбо, причем в последнем эти жилы изменены вторичными процессами. Жилы пегматитов среди гранитов восточной полосы встречаются очень редко. Кварцевые жилы имеют исключительно широкое распространение и с ними связаны месторождения горного хрусталя, имеющего в Ляпинском районе крупное промышленное значение. Детальное описание этих месторождений подготавливается к печати и будет опубликовано в виде отдельной работы.

Амфиболиты, габбро-диабазы и диабазы

В полосе метаморфических пород Приполярного Урала широким развитием пользуются небольшие (или малые) интрузии основных пород. Они залегают в виде линзообразных и жилуподобных тел, обычно согласных с вмещающими толщами.

Наибольшие размеры имеют следующие массивы амфиболитов: Хап-Хартен-Тумп, находящийся в истоках р. Хап-Маурын-Я к востоку от южной оконечности массива Мань-Хамбо, Яны-Кот-Нер на западном склоне одноименной горы, в верховьях рч. Иоутын-Я, и Кузь-Пуа-Ю — на территории Ляпинского Урала.

Массив Хап-Хартен-Тумп занимает площадь в несколько квадратных километров, имеет линзовидную форму и залегает среди слюдисто-кварцитовых сланцев. Амфиболиты, слагающие этот массив, часто имеют по периферии массива сланцеватое сложение, а в центре — массивное. Судя по минералогическому составу и часто сохранившейся первичной структуре, амфиболиты образовались из габбро-диабазов. Совершенно аналогичен характер амфиболитов правобережья р. Иоутынь к западу от Яны-Кот-Нер.

Массив Кузь-Пуа-Ю расположен по обеим сторонам р. Кузь-Пуа-Ю в ее верхнем течении.

Амфиболиты залегают среди хлорито-кварцитовых сланцев, падающих в северо-западном направлении. Так, при подъеме на гору Кузь-Пуа-Ю по западному подножью ее и в береговых скалах рч. Кузь-Пуа-Ю обнажаются хлорито-кварцитовые сланцы, падающие на СЗ $310^\circ \angle 60^\circ$. Эти сланцы прослеживаются до половины склона. Их общая мощность здесь достигает 150—200 м. Выше по склону обнажаются сильно рассланцованные и амфиболитизированные диабазы, падающие под сланцы. На самой вершине амфиболиты имеют массивное сложение с отчетливо сохранившейся офикационной структурой. В амфиболите хорошо выражена отчетливость с простираем на СВ 30° и падением на ЮВ $\angle 65^\circ$.

К этой отдельности приурочены жилы кварца с кристаллами горного хрусталя. Кроме того, в амфиболитах наблюдается псевдослоистость, падающая на СЗ $310^\circ \angle 50^\circ$, т. е. полностью совпадающая с общим падением пород этого района.

К востоку от амфиболитов находится тонкая полоса сланцев, падающая под амфиболиты.

Таким образом, форма амфиболитового тела, повидимому, соответствует пластообразной интрузии мощностью до 400—500 м. Амфиболиты по левому берегу р. Кузь-Пуа-Ю залегают в аналогичных условиях и на детальном описании их мы останавливаться не будем.

Ряд небольших обнажений амфиболитов, расположенных к югу от описанных массивов, намечает выходы жил этих пород.

Кроме центральной полосы района, амфиболиты имеют широкое развитие в восточной части, среди той же полосы сланцев среднего и верхнего кембрия. Форма этих жил в большинстве случаев линзовидная и лишь в редких случаях встречаются более мелкие жилы амфиболитов, секущие аркозовые песчаники. Такие жилы были констатированы в верховьях рч. Восточной Сэлям-Ю по западному склону г. Ялпинг-Нер, в левых увалах р. Тэль-Рузь и ряде других мест бассейна р. Хальмер-Ю (Тохлая). Более крупные массивы амфиболитов в восточной половине находятся в районе р. Тынагота, г. Ялпинг-Нер, р. Б. Тыкатлова (Итья) и горы Ярота, где они образуют крупные линзовидные тела, залегающие согласно с метаморфическими сланцами.

Вопрос о возрасте амфиболитов остается нерешенным. В. А. Варсонофьева относит их образование к среднему палеозою, т. е. отождествляет с диабазами восточного склона Урала. В. М. Сергиевский, наоборот, склонен относить их образование к нижнему палеозою.

Мы полагаем, что эти породы не могут быть объединены по возрасту в одну группу. Здесь, несомненно, имеются породы нижнекембрийского возраста, так как эффузивы основных пород значительно развиты даже среди осадочных свит выделенной нами свиты I метаморфической толщи.

То же можно сказать и относительно отложений среднего и особенно верхнего кембрия, где эффузивные и пирокластические, сильно измененные породы имеют первостепенное значение. Наличие в районе большого количества эффузивных пород дает основание думать, что породы гипабиссальной и жильной фаций в кембрии также были не менее развиты.

Таким образом, нам представляется, что внедрение амфиболитизированных габбро-диабазов описываемого района, а равно и всего Приполярного и, возможно, всего Северного Урала, относится не к одному вулканическому циклу, а по меньшей мере к трем: нижнекембрийскому, среднекембрийскому и верхнекембрийскому. В нашем районе это подтверждается наличием широко распространенных измененных основных эффузивов в разрезах всего нижнего палеозоя.

Из приведенного геологического очерка изверженных пород нижнепалеозойского возраста можно сделать следующее заключение. К наиболее древнему (нижний кембрий — протерозой) вулканическому циклу относятся породы основной магмы: диабазы, порфириды и спилиты, в главной своей части превращенные в процессе регионального метаморфизма в антинолитовые и хлорито-амфиболитовые сланцы. Этот цикл, повидимому, завершается излиянием спилитов и альбитофинов Малды, Лимбеко-Ю и Уна-Юра-Из.

Второй вулканический цикл, наиболее интенсивный, проявился, повидимому, на границе среднего и верхнего кембрия, когда изливались огромной мощности лавы диабазов и порфиритов, сопровождавшиеся большим количеством пирокластического материала.

В настоящее время продукты метаморфизма этих пород представлены зелеными сланцами V свиты общего разреза нижнего палеозоя.

Осадочно-вулканогенные породы

Среднепалеозойские вулканогенные и осадочные породы в описываемых областях Приполярного Урала развиты в восточных предгорьях хребта, в пределах узкой полосы, простирающейся меридионально в Северососьвинском районе и в северо-восточном направлении в Ляпинском.

В Ляпинском крае эта полоса при северо-восточном простирании в наиболее широких участках — по рр. Б. Нядокоте и Тохлой, достигает 8 км ширины, а по рр. Грубе-Ю и Тыкатлове — 5 км; обычная же ее ширина здесь не превышает 3 км.

В Северососьвинском Урале среднепалеозойские образования слагают так называемую увалистую полосу восточного склона меридионального простирания, достигающую ширины от 10 до 20 км.

Как в северной, так и в южной области (т. е. в бассейне рр. Ляпина и Сев. Сосвы) полоса распространения среднего палеозоя ограничена с запада метаморфической серией нижнего палеозоя, а на востоке мезозойскими и четвертичными отложениями. Среди среднепалеозойских осадочных и вулканогенных пород значительное распространение имеют основные и ультраосновные интрузии; среднепалеозойская толща среди них нередко выступает в виде отдельных пятен. Преимущественное развитие эти интрузии получают в промежутке между областью распространения метаморфизованного нижнего палеозоя и полосой среднего палеозоя.

В Северососьвинской области изучение и расчленение среднего палеозоя было произведено в период исследований с 1932 по 1935 гг.; в составе среднего палеозоя здесь на основании палеонтологических и частью стратиграфических данных были выделены хронологически последовательные комплексы от верхнего силура до нижнего карбона включительно.

В пределах Ляпинского края присутствие в составе среднего палеозойского комплекса отложений от верхнего силура до верхнего девона впервые было установлено нашими исследованиями в 1936 г. Позднее, в 1937 г., С. Н. Волковым был уточнен стратиграфический разрез среднего палеозоя Ляпинского края. Подробное стратиграфическое описание среднего палеозоя этой области нами приведено в коллективном отчете Полярноуральской экспедиции Арктического института. Здесь же мы приводим стратиграфическое описание среднего палеозоя лишь в общих чертах.

Верхнесилурийские породы

В Ляпинском крае к верхнему силуру отнесена так называемая нижняя вулканогенная свита среднего палеозоя. Слагающие эту свиту породы имеют незначительное распространение; они известны в районах рр. Тохлой и Тыкатлова. Несколько условно к этой же толще отнесены основные эффузивы и их туфы, выступающие в разрезах по рр. Польи и Щокурьи.

Описываемая свита сложена пироксен-плагиоклазовыми порфиритами и спилитами с подчиненными им вулканическими брекчиями, туфами, туффитами и кремнистыми сланцами. Отдельные горизонты данной свиты по простиранию изменяют свой литологический характер, вследствие чего корреляция их в различных районах представляет большие трудности.

В районе р. Тохлой верхнесилурийская вулканогенная толща представлена плагиоклазо-пироксеновыми порфиритами и диабазовыми порфиритами, среди которых обнаруживаются темнозеленые вулканические брекчии. Последние состоят преимущественно из угловатых обломков диабазов, спилитов, плагиоклазо-пироксеновых порфиритов и кремнистых сланцев. Весь этот комплекс вулканогенных пород подстилает здесь

толщу светлосерых известняков, содержащих фауну переходного характера от S_2 к D_1 ; мощность вулканогенной свиты не менее 275—300 м.

В районе рр. Тыкатлова (Итья) и Грубе-Ю в северо-восточном углу исследованной территории породы верхнесилурийской вулканогенной свиты приобретают несколько иной характер и более широкое распространение. Здесь эта свита представлена внизу сильно измененными основными эффузиями — диабазами и порфиритами — с подчиненными им пачками кремнистых и туфогенных сланцев. Диабазы и порфириты в сильной степени хлоритизированы и эпидотизированы и, иногда, превращены в эпидозиты. Мощность толщи не менее 200 м. Выше следует мощная толща кремнистых и кремнисто-туфовых сланцев с подчиненными порфиритами, их туфами и мелкообломочными вулканическими брекчиями.

Кремнистые сланцы имеют обычно темносерую окраску с желтоватым или зеленоватым оттенком, тонкозернистое сложение и плитчатую отдельность. Они дают переходы к известково-кремнистым и кварцитовым сланцам.

Подчиненные темносерые туфы по своему составу отвечают плагиоклазо-пироксеновым порфиритам.

Вулканические брекчии сложены мелкими угловатыми обломками, главным образом порфиритов, встречаются также кусочки кремнистых сланцев. Цемент образует хлоритизированная порфиритовая стекловатая масса с вкрапленниками плагиоклазов. Мощность сланцевой толщи около 350 м.

Верхний горизонт верхнесилурийской вулканогенной свиты в районе рр. Тыкатлова и Грубе-Ю представлен толщей покровов плагиоклазо-пироксеновых порфиритов и спилитов, среди которых нередко встречаются пльчатые туфосланцы и мелкообломочные вулканические брекчии. Обломки вулканических брекчий представлены преимущественно диабазами, порфиритами, спилитами и, реже, кремнистыми сланцами. Мощность толщи не менее 250 м.

В районе правобережья р. Тыкатлова (Итья) спилито-порфиритовая толща кроется непосредственно среднедевонскими известняками; по левобережью р. Тыкатлова на них согласно налегает толща светлосерых известняков с *Clathradictyon uniensis* Riab. (S_2 — D_1). По данным В. Н. Рябинина, указанная форма встречается в верхнесилурийских и нижнедевонских отложениях, на основании чего толща светлосерых известняков отнесена к силуро-девону. Согласно налетание этих известняков на верхние горизонты нижней вулканогенной толщи среднего палеозоя определяет в общем верхнесилурийский возраст последней. Суммарная мощность верхнесилурийской вулканогенной свиты не менее 700 м.

В районе рр. Польи и Щокурьи к описанной свите отнесены мощные покровы зеленокаменных пород, представленных диабазами, диабазовыми порфиритами, порфиритами, спилитами, с подчиненными прослоями туфов и вулканических брекчий. Как видно, нижняя вулканогенная толща среднего палеозоя здесь сложена исключительно основными эффузиями. Те же основные породы встречаются в обломках вулканических брекчий, присутствующих среди эффузивов; обломки известняков в указанных брекчиях не встречаются (присутствие их является характерной особенностью девонских вулканических брекчий восточного склона Урала). На основании этого вулканогенная толща рр. Польи и Щокурьи отнесена условно также к верхнему силуру. Однако не исключена возможность, что здесь верхние горизонты нижней вулканогенной свиты среднего палеозоя, как и в более южных районах восточного склона Северного Урала, принадлежат уже нижнему девону, замещая известняки силуро-девона района рр. Тыкатлова и Тохлой.

В Северососьвинском крае верхнесилурийские образования прослеживаются непрерывно от широты М. Сосьвы до р. Няысь и несколько севернее последней скрываются под мезозойскими отложениями. Преобла-

дающим развитием здесь, как и в Ляпинском районе, пользуются плагиоклазо-пироксеновые порфириды, сопровождаемые туфами. Этим эффузивным породам подчинены пачки светлосерых и белых мраморизованных известняков с фауной верхнего силура (Лудлоу). В различных местах в упомянутых известняках обнаружена фауна *Pentamerus procerulus* Barr., *Atrypa cornata* Barr., *Lissatrypa linguata* Buch., *Encrinurus punctatus* Wohl., и некоторые др.

Мощные покровы плагиоклазо-пироксеновых порфиритов составляют в общем нижние горизонты верхнего силура, известняки же тяготеют к верхам свиты.

Кроме пироксеновых порфиритов, в нижней части силурийской толщи встречаются также покровы спилитов с хорошо выраженной шаровой текстурой; в верхних же горизонтах этой свиты обнаруживаются небольшой мощности покровы диабазов.

Для самого верхнего горизонта — переходных слоев к нижнему девону — характерно наличие прослоя конгломерата небольшой мощности, содержащего гальки известняка, диабазы и порфириды. Наконец, внутри верхнесилурийской толщи, как и среди более молодых образований, присутствуют пачки туфосланцев, песчаных сланцев и граувакковых песчаников. Суммарная мощность верхнесилурийской преимущественно вулканогенной свиты в Северососьвинском Урале достигает 600—700 м.

Девонские породы

Нижний девон

Как было указано выше, свита плагиоклазо-пироксеновых порфиритов в Ляпинском Урале местами кроется толщей светлосерых известняков, содержащих фауну смешанного характера, свойственную как нижнему девону, так и верхнему силуру. В ряде других районов Урала низы нижнего девона фаунистически также трудно отделяются от верхнего силура (неясна граница между D₁ и S₂) и, например, нижнедевонская *Karpinskia conjugula* Tschegna, встречается совместно с верхнесилурийской *Atrypa marginalis*. Поэтому указанную выше толщу светлосерых известняков в Ляпинском Урале мы условно относим к низам нижнего девона.

Выходы известняков D₁ обнаружены здесь лишь в двух местах: на р. Тохлой и по левобережью р. Тыкатлова.

Известняки светлосерые, белые и редко серые, обычно мраморовидные, с хорошо выраженной слоистостью. Они содержат фауну плохой сохранности, принадлежащую *Tabulata*, *Stromatopora*, *Brachiopoda*. В составе этой фауны к руководящим формам относятся: *Stromatopora uniensis* Riab., *Clathrodictyon uniensis* Riab.

В верхних горизонтах этой известняковой свиты иногда обнаруживаются следы континентального выветривания. Породы здесь приобретают пеструю окраску, переходят в рыхлые разности или представлены известковистыми конгломерато-брекчиями. Таким образом, в Ляпинском Урале можно допускать существование в нижнедевонскую эпоху перерыва в отложении, сопровождавшегося также и размывом ранее образовавшихся пород.

В районе левобережья р. Тохлой нижнедевонские известняки выступают близ верховьев рр. Кырныш-Иоль; в этих светлосерых, иногда желтоватых мраморовидных, известняках встречается фауна, в составе которой определены: *Pachypora* sp., *Amphypora* sp., *Favosites* sp., *Stromatopora uniensis* Riab., *Clathrodictyon uniensis* Riab., *Cinoidea*, *Atrypa* sp., *Atrypa reticularis* Linn. Известняки эти здесь согласно налегают на верхнесилурийскую вулканогенную свиту. По своему литологическому характеру они весьма близки к нижнедевонским мраморовидным известнякам Урала с герцинской фауной (*Karpinskia conjugula* и др.). Мощность толщи около 300 м.

В северо-восточной части исследованного района выходы известняков нижнего девона обнаруживаются по левобережью р. Тыкатлова (Итья), ниже устья р. Парус-Ю. Известняки эти имеют здесь тот же, литологический, характер, что и в районе р. Тохлой, и содержат такую же, но несколько более бедную фауну. Мощность свиты нижнедевонских известняков в районе р. Тыкатлова достигает 450—500 м. Верхний горизонт нижнедевонской свиты несет здесь явные следы выветривания и размыва, так, например, по правобережью р. Тыкатлова вследствие перерыва и размыва эта свита выпадает, и на верхнесилурийскую вулканогенную свиту налегают непосредственно среднедевонские известняки.

Вполне возможно, что и в районе р. Тохлой, где имеет место резкое сокращение мощности свиты известняков, так же как и по правобережью р. Тыкатлова, нижний девон частично выпадает из разреза.

Интересно отметить, что и в более южных районах Северного Урала, например, в Ивдельском и Надеждинском, в последнее время установлен перерыв для нижнедевонской эпохи и, местами, непосредственное залегание среднедевонских отложений на верхнесилурийской вулканогенной толще (Молдаванцев и Ходалевич, 1936; Ходалевич, 1936).

В Северососьвинском крае нижнедевонские отложения имеют незначительное распространение. Здесь с определенностью выделяется лишь верхний горизонт нижнего девона, тогда как нижняя часть его пока неизвестна. Нижний девон распространяется узкой полосой меридионального простирания между водоразделами рр. Иоутынь-Я и Нясы-Маньи, с одной стороны, и рр. Лопси-Я и Нохор — с другой. Нижнедевонские образования в Северососьвинском районе представлены светлосерыми, иногда, доломитизированными метаморфизованными известняками и известняковыми конгломератами, переслаивающимися с туфогенными сланцами, туфогенными песчаниками и диабазовыми туфами; на р. Иоутынь-Я в составе нижнедевонской толщи были встречены также пластовые залежи лав спилитов. Туфогенные песчаники и сланцы, а также диабазовые туфы тесно переплетаются между собою и занимают промежуточное положение между фаунистически охарактеризованными известняками. В этих известняках на рр. Иоутынь-Я и Нохор была обнаружена небогатая, плохой сохранности фауна, среди которой определены: *Actinostroma verrucosum* Goldf., *Stromatopora* sp., *Pentamerus* aff. *pelagicus* Barr., *Atrypa aspera* Schl., *A. arimaspus* Eichw., *A. cf. comata* Barr., *A. oriensis* Eichw., *Spirifer superbus* Eichw. Главную массу толщи составляют немые туфогенные сланцы, туфогенные песчаники и туфы, известняки же имеют вполне подчиненное значение (не более 20% состава толщи). Общая мощность толщи достигает 500 м. Отсутствие нижних горизонтов нижнего девона и наличие в основании нижнедевонской толщи конгломератов, возможно, свидетельствуют о перерыве, имевшем место в Северососьвинском районе в период между верхним силуром и верхами нижнего девона.

Средний девон

Среднедевонские образования в Ляпинском крае представлены внизу мощной свитой известняков, а сверху — сложным комплексом вулканогенных и туфогенных пород, выделяемых здесь в так называемую вторую вулканогенную свиту среднего палеозоя. Эта последняя включает частью и верхнедевонские образования, вследствие чего границы между средним и верхним девонem здесь неясны. Нижняя граница среднего девона определяется вполне точно как фаунистически, так и по наличию следов размыва на границе между D₁ и D₂, а иногда, по присутствию конгломератов в основании среднего девона (например, в районе рр. Тыкатлова и Грубе-Ю). Ввиду резкого различия в литологическом составе нижней и верхней частей среднего девона в Ляпинском районе описание их целесообразно дать отдельно.

Свита известняков D_2 . Выходы известняков среднего девона известны по рр. Тохлой и Тыкатлова на северо-востоке; в виде ксенолитов среди серпентинитов палеонтологически охарактеризованные среднедевонские известняки были встречены также по р. В. Хоса-Я. В указанных разрезах среднедевонская свита известняков фаунистически подразделяется на два яруса — эйфельский и живетский.

К эйфельскому ярусу (D_2^1) относятся светлосерые среднезернистые мраморизованные известняки с фауной строматопор, кораллов и брахиопод; в составе ее были определены в частности следующие формы: *Favosites librovitschi* Porf., *Pachypora*, *Amphypora* sp., *Stomatopora* ex gr. *concentrica* Goldf., *Atrypa arimaspus* Eichw., *Comarotoechla* sp., *Glyptodula* sp., *Spirifer* и др. Хотя этими формами еще и не определяется эйфельский ярус, но некоторые из них имеют несомненный среднедевонский возраст (например, *Stromatoporoidea*), кроме того, известняки, содержащие перечисленную фауну, согласно покрываются известняками живетского яруса, фаунистически доказанного, и подстилаются свитой нижнедевонских известняков с *Clathrodictyon uniensis* Riab. К основанию толщи эйфельских известняков в районе р. Тыкатлова приурочен горизонт пестроокрашенных известняковых конгломерато-брекчий, представляющих, вероятно, часть (внизу) продукт континентального выветривания (элювия) нижележащих известняков D_1 . По правобережью р. Тыкатлова (несколько восточнее горы Парус-Из) светлосерые мраморизованные эйфельские известняки непосредственно налегают на верхнесилурийскую вулканогенную свиту. Залегание известняков D_2^1 на различных горизонтах более древних объясняется стратиграфическим несогласием. Мощность известняков эйфельского яруса достигает 450 м.

Живетский ярус представлен серыми известняками, а сверху с подчиненными прослоями серых плитчатых кремнистых сланцев и туфосланцев. Для нижнего горизонта живетского яруса района рр. Тохлая и Тыкатлова характерна форма *Lythophyllum* aff. *tabulatum*, для верхнего — *Columnaria vulgaris* Soschk., *Gripophyllum gracile* Wedek., *Stringocephalus burtini* Defr. По наличию фауны *Rugosa* в составе живетских известняков определяются нижние и средние горизонты D_2^2 , верхние же горизонты D_2^2 в известковой фации неизвестны и представлены, вероятно, вулканогенными породами (вторая вулканогенная свита среднего палеозоя), залегающими непосредственно на известняках среднего горизонта живетского яруса (зона *Sporoporphylum*-Stufe Ведекинда). Выходы живетских известняков известны по рр. Тохлая, Дзеля-Ю и Тыкатлова.

На р. Тохлой нижние горизонты живетского яруса представлены серыми, реже светлосерыми плотными известняками, в которых обнаружена фауна: *Pachypora* sp., *Amphypora* sp. indet., *Lythophyllum* aff. *tabulatum* Wedek. и др. Верхние горизонты живетских известняков на р. Тохлой в 4 км выше устья рч. Карныш-Июль имеют хорошо выраженную слоистость и нередко приобретают плитчатый характер. Здесь среди известняков встречаются прослои зеленовато-серых тонкоплитчатых кремнистых сланцев, туфогенных сланцев и небольшой мощности прослои мелкообломочных туфобрекчий, по составу своему отвечающих порфирирам. В известняках верхнего горизонта D_2^2 была обнаружена следующая фауна: *Amphypora* sp., *Stomatopora* sp., *Gripophyllum gracile* Wedek., *Stringocephalus burtini* Defr., *Spirifer* aff. *aperturatus* Sch., *Glausia beyrichi* Keys.

Мощность живетских известняков на р. Тохлой не менее 750 м. Верхние горизонты известняковой толщи D_2^2 здесь, вероятно, размыты, и девонская вулканогенная свита залегает на различных горизонтах живетских известняков.

В районе р. Джоля-Ю среднедевонские (живетские) известняки выступают в ядре антиклинальной складки, погружающейся как к северу, так и к югу; ввиду этого известняки обнаруживаются в виде узкого эллипса

северо-северо-восточного простирания. Известняки здесь погружаются под породы второй (девонской) вулканогенной свиты. В известняках р. Джолы-Ю была обнаружена следующая фауна: *Alvelisis* sp., *Amphyripher* n. sp., *Amphypora ramosa* Phill., *Griphophyllum gracile* Wedek., *Spirifer* cf. *pseudopachyrinchus* Tschern. Фауна эта отвечает средним горизонтам D_2^2 (зона *Spargonophyllum*-Stufe).

В районе р. Тыкатлова к нижнему горизонту живетского яруса относятся серые мелкозернистые известняки с фауной: *Alveolites* n. sp., *Syringopora* sp., *Syringopora fibrata* R., *Heliolites porosa* Goldf., *Stromatopora* ex gr. *concentrica* Goldf. Стратиграфически выше следуют светлосерые известняки, переполненные известковыми водорослями и содержащие, кроме того, фауну: *Amphypora ramosa* Phill., *Stromatopora* ex gr. *concentrica* Goldf., *Columnaria vulgaris* Soschk. и др. Мощность живетских известняков в районе р. Тыкатлова не менее 500—550 м.

Девонская вулканогенная свита (D_2^2 — D_3^1). Породы второй вулканогенной свиты из всех среднепалеозойских отложений пользуются в Ляпинском крае наиболее широким распространением. Выходы этой свиты имеются по рр. Тохлой, Дор-Июль, Б. Хоса-Я, Б. Нядокота и по правобережью р. Ляпина.

Описываемая свита представлена мощным комплексом диабазов, порфиров и их туфов, в верхней части которого присутствуют также кварцевые порфиры, альбитофиры и их туфы, т. е. породы более кислого состава.

Характерными особенностями девонской вулканогенной толщи по сравнению с верхнесилурийской вулканогенной свитой являются наличие кварцевых порфиров, альбитофиров и их туфов и присутствие среди вулканических breccий обломков известняков, содержащих среднедевонскую фауну: *Amphypora ramosa* Phill., *Stromatopora concentrica* var. *calliculata* Nich., *Stromatopora verticilla* M'Coу. Петрографический состав свиты и ее мощность весьма изменчивы. Расчленение свиты по петрографическим и литологическим признакам имеет сугубо местное значение и корреляция отдельных горизонтов в различных участках района чрезвычайно затруднительна. Нижняя граница второй (девонской) вулканогенной свиты определяется довольно отчетливо по залеганию слагающих ее пород на известняках средних или нижних горизонтов живетского яруса. Таким образом, нижняя часть этой вулканогенной толщи с достаточной уверенностью может быть отнесена к среднему девону. В низах же вулканогенной свиты имеются мощные прослои вулканических breccий и туфоконгломератов, состоящих из обломков нижележащих пород, среди которых встречаются известняки со среднедевонской фауной. Средние и верхние горизонты свиты, среди которых присутствуют кварцевые порфиры, альбитофиры и их туфы и, кроме того, появляется довольно много прослоев кремнистых, кремнисто-глинистых и туфо-кремнистых сланцев, могут оказаться уже верхнедевонскими (по аналогии с другими районами восточного склона Урала, для которых характерно присутствие в верхнем девоне кислых эффузий и кремнисто-глинистых сланцев). Поэтому верхние горизонты девонской вулканогенной свиты относятся, возможно, уже к низам верхнего девона. Для выделения же верхнего горизонта девонской вулканогенной свиты в самостоятельную свиту в нашем распоряжении не имеется достаточного количества данных.

Верхняя граница верхней (девонской) вулканогенной свиты приурочивается к низам толщи, в составе которой преобладают кремнистые и глинистые сланцы, а вулканогенные породы играют подчиненную роль. Эти толщи кремнистых и глинистых сланцев условно относятся к верхнему девону и составляют более высокий стратиграфический горизонт, чем вышеописанная вулканогенная свита среднего девона. Суммарная мощность среднедевонской вулканогенной свиты в районе р. Тохлой достигает 800—850 м.

В районе рр. Тохлой и Няй-Там-Я описываемая свита расчленяется на ряд горизонтов; снизу вверх здесь выделяются:

1. Горизонт вулканических брекчий и туфопесчаников-конгломератов с подчиненными прослоями и линзами покровных порфиритов.
2. Толщи кремнистых и туфогенно-кремнистых сланцев.
3. Второй горизонт вулканических брекчий с подчиненными прослоями туфопесчаников и покровами порфиритов.
4. Туфы порфиритов и кварцевых порфиров.
5. Третий горизонт вулканических брекчий с прослоями туфов кварцевых альбитофиров и кремнисто-туфогенных сланцев.
6. Диабазовые порфириты.
7. Кремнистые сланцы с подчиненными прослоями туфосланцев и вулканических брекчий.

В составе вулканических брекчий горизонта 5 по правобережью р. Тохлой и по р. Няй-Там-Я наряду с другими породами — порфиритами, диабазами, кремнистыми сланцами и красными яшмовидными породами, составляющими обломки этих брекчий, встречаются куски и глыбы темносерых известняков, содержащих фауну: *Favosites* sp. indet., *Pachypora* sp. indet., *Amphypora* sp., *Stromatopora* ex gr. *concentrica* Goldf., *Griphophyllum* sp., Ostracoda и др. Фауна эта характерна для среднего горизонта живетского яруса описываемого района. Однако в первоначальном залегании известняки этого горизонта (зона *Spargonophyllum*—*Stufe* по правобережью р. Тохлой отсутствуют и вулканогенные девонские породы залегают здесь на более древних слоях живетского яруса. Присутствие же в составе вулканических брекчий известняков вышеуказанного горизонта свидетельствует о том, что они здесь отлагались, но были размыты; продукты их разрушения участвуют в составе вулканических брекчий и туфоконгломератов.

В верховьях рч. Дор-Иоль, правого притока р. Ляпина, известны выходы верхнего горизонта среднедевонской вулканогенной свиты. Эта толща здесь сложена (снизу вверх): темносерыми мелкозернистыми диабазовыми порфиритами, мощностью до 250 м, и темносерыми тонкоплитчатыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с многочисленными прослоями туфогенных пород, мощностью до 100 м.

В районе р. Нядокоты среднедевонская вулканогенная толща, залегающая непосредственно ниже верхнедевонской свиты кремнистых, кремнисто-глинистых и кремнисто-известково-глинистых сланцев, сложена внизу диабазовыми порфиритами, мощностью до 400 м, а сверху туфо-кремнистыми и кремнистыми сланцами с большим количеством прослоев туфов и вулканических брекчий.

Наконец, по правобережным увалам р. Ляпин к северу от низовьев р. Вост. Болбан-Ю.

В Северососьвинском районе, так же как и в Ляпинском, среднедевонские образования из всех среднепалеозойских отложений имеют наиболее широкое распространение. Нижняя граница среднедевонской толщи определяется здесь фаунистически охарактеризованными известняками низов D_2 или верхов D_1 , верхняя граница также устанавливается палеонтологически по присутствию известняков D_3^1 , за исключением долины р. Сев. Сосьвы, где точной границы между D_2 и D_3 установить не удалось.

В составе среднедевонской толщи в Северососьвинском районе абсолютно преобладающую роль играют эффузивно-туфогенные породы и лишь в районе р. Иоутынь средний девон представлен известняками. Упомянутая известняковая фация D_2 на р. Иоутынь-Я представлена массивными или брекчиевидными светлосерыми известняками, мощностью до 1000 м. В известняках этих обнаружена фауна: *Chaetetes* sp., *Pentamerus brevirostris* Phill., *Rhynchonella angulosa* Schl., *Stringocephalus burtini* Deffr.

По простираанию среднедевонская толща известняков чрезвычайно не выдержана и быстро выклинивается как к югу, где она простирается лишь до широты р. Нохор, так и к северу, где она доходит до водораздела рр. Иоутынь-Я и Няйсь-Маньи.

Известняковая фация среднего девона замещается по простираанию вулканогенными и туфогенными породами, которые и имеют преобладающее развитие в среднем девоне в пределах Северососьвинского края.

В сложении этого туфогенно-эффузивного комплекса весьма видную роль играют спилиты, составляющие обычно верхние горизонты среднего девона. В меридиональном направлении полоса спилитов протягивается через весь исследованный Северососьвинский район и на широте р. Сев. Сосьвы достигает максимальной мощности в 500 м; в районе р. Няйсь полоса спилитов почти выклинивается (фиг. 16).

Спилиты характеризуются типичной для них шаровой отдельностью, с диаметром шаров до 1 м и более. Промежутки между шарами выполнены туфовым материалом (фиг. 17). В районе Сев. Сосьвы редкие пластовые залежи спилитов обнаруживаются и в более низких горизонтах среднего девона, чем обычные для них верхи D₂.

Видную роль в составе среднего девона играют также туфопесчаники, которые в районе рр. Б. Сосьвы и Маньи приурочены к средней части среднедевонской толщи, а в разрезах по рр. Лопси-Я и Нохор встречаются во всех горизонтах D₂. По рр. Иоутынь, Няйсь-Маньи и Няйсь туфогенные песчаники и сланцы совершенно не обнаружены.

Туфогенные песчаники в своем распространении тесно связаны с известково-глинистыми туфовыми сланцами, туфами и туфоконгломератами, переслаиваясь с ними пачками мощностью от 2 до 100 м. Известково-глинистые сланцы переходными разностями связаны с туфопесчаниками, так что те и другие нередко замещают друг друга. В сланцах, богатых известковым материалом, встречаются плохо сохранившиеся растительные остатки.

В свою очередь туфогенные песчаники тесно переплетаются с туфами через целый ряд переходных разностей. Мощность отдельных пачек туфов достигает 40 м и более. Присутствующие в составе этой толщи конгломераты имеют мощность до 30 м.

Среди описанных среднедевонских пород в Северососьвинском районе очень часто встречаются дайки или пластовые интрузии диабазы.

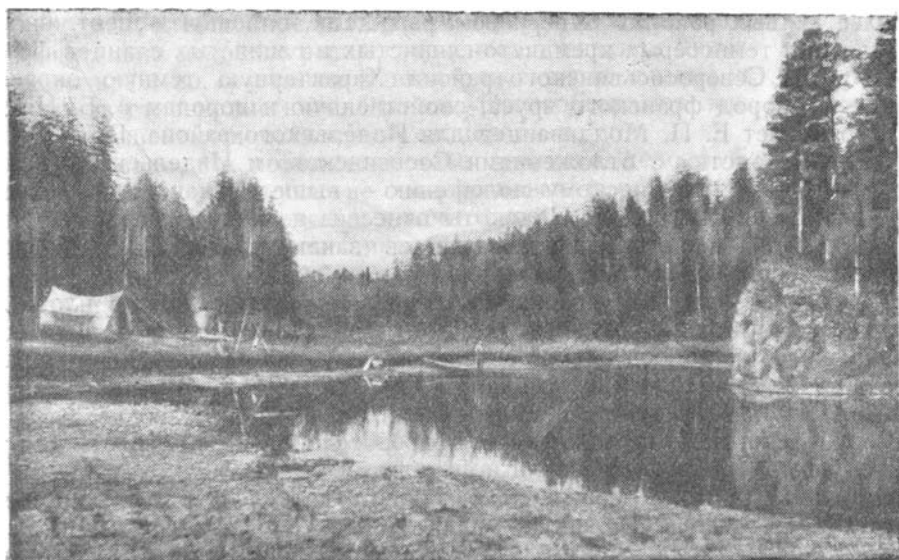
Верхний девон

В Ляпинском Урале верхнедевонские отложения представлены свитой кремнистых, кремнисто-глинистых и кремнисто-известково-глинистых сланцев. Обнаружены они здесь лишь по р. Б. Нядокоте, где их согласно подстилают вулканогенные породы среднего девона. Отчетливой границы между среднедевонской, вулканогенной и верхнедевонской сланцевой свитами не наблюдается и литологически они связаны постепенным переходом. Нижняя граница D₃ условно приурочивается к низам той толщи, в составе которой абсолютно доминирующее значение имеют сланцы, а вулканогенные породы составляют лишь редкие и небольшой мощности прослои.

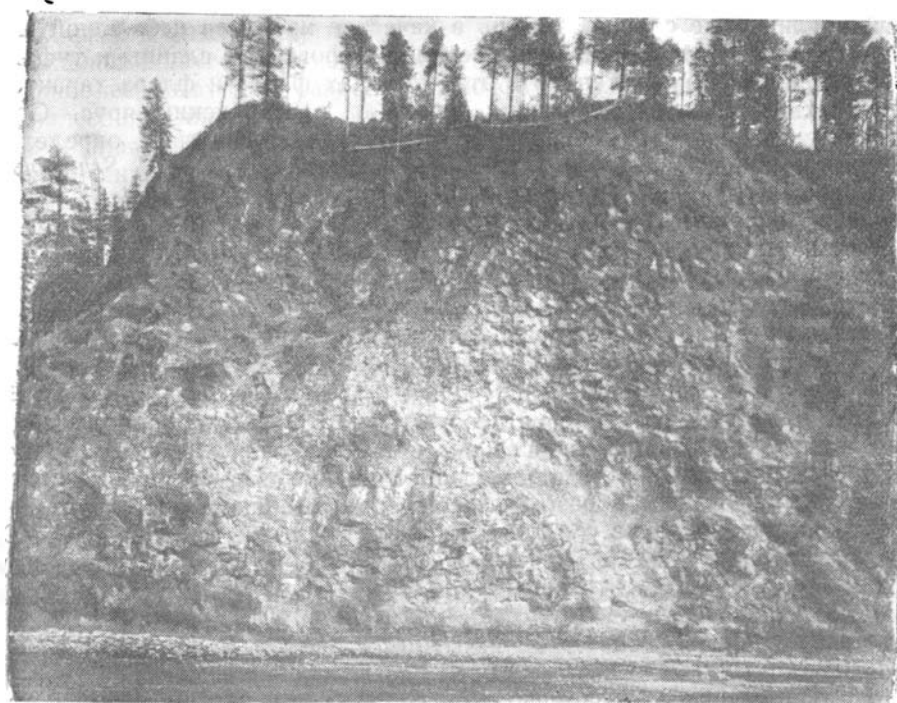
Описываемая свита верхнего девона обнажается по обоим берегам р. Б. Нядокоты в 4—4.5 км от ее устья и прослеживается по выходам на расстоянии до 1 км. Органических остатков в сланцах встречено не было; вся свита палеонтологически неая. Мощность ее не менее 400 м.

Нижний горизонт свиты сложен преимущественно светлосерыми и серыми тонкоплитчатыми кремнисто-известково-глинистыми сланцами, среди которых встречаются редкие прослои туфогенных пород, по составу своему отвечающих порфиритам.

В верхнем горизонте верхнедевонской свиты прослоев туфогенных пород не обнаруживается, а слагающие его породы — кремнистые и крем-



Фиг. 16. Обнажение по р. М. Сосьва среднедевонских шаровых лав спилита



Фиг. 17. Обнажение по р. Манья среднедевонских шаровых лав спилита

нисто-глинистые сланцы — обладают темносерой и почти черной окраской.

Здесь интересно отметить, что породы верхнего девона р. Б. Нядокоты литологически очень близки к породам франского яруса, развитым в более южных районах Северного Урала. Так, они почти неотличимы от черных и темносерых кремнисто-глинистых и глинистых сланцев франского яруса Северососьвинского района. Характерную темную окраску сланцевых пород франского яруса, свойственную и породам р. Б. Нядокоты, отмечает Е. П. Молдаванцев для Ивдельского района. По литологическому сходству с отложениями Сосьвинского и Ивдельского районов и по стратиграфическому положению — выше вулканогенной свиты D_2 — сланцевая свита р. Б. Нядокоты отнесена к верхнему девону. Описанной свитой верхнедевонских сланцев заканчивается в Ляпинском районе разрез палеозойских отложений.

В Северососьвинском крае верхнедевонские отложения по площади распространения лишь немного уступают среднедевонским. В виде довольно широкой полосы они прослеживаются от р. Сосьвы до водораздела рр. Няысь и Толь-Я. В районе р. Йоутынь-Я на простирании указанной полосы они перекрыты четвертичными отложениями.

Верхнедевонские отложения в Северососьвинском районе расчленяются на два яруса — франский и фаменский.

Нижний горизонт франского яруса представлен брекчиевидными известняками с фауной: *Pentamerus brevirostris* Phill., *P. galeatus* Dalm., *Stropheodonta lotissima* d'Orb., *Productus sericeus* Buch., *Rhynchonella acuminata* Mart., *Rh. cuboides* Sow., *Atrypa alinensis* Vern., *A. aspera* Schl., *A. desquamata* Sow., *Spirifer anasofi* Vern., *Sp. conoides* Roem., *Sp. disjunctus* Sow., *Sp. ex gr. zikzak* Roem., *Manticoceros intumescens* Beug. и др. Известняки эти обнажаются по рр. Нохор и Няысь-Манье.

Стратиграфически выше известняковой толщи D_3^1 залегают известковистые и глинистые туфогенные сланцы D_3^2 . Эти сланцы пользуются широким распространением в Северососьвинском районе. Среди сланцевой толщи фаменского яруса преобладают темносерые известковистые и песчано-глинистые сланцы и лишь в качестве прослоев небольшой мощности среди них обнаруживаются зеленые туфогенные сланцы и туфогенные песчаники. Обнаруженная в этих породах фауна и флора характеризует верхние горизонты верхнего девона, т. е. фаменский ярус. Среди органических остатков, собранных в низах сланцевой толщи, определены следующие формы: *Ischadites* sp., *Orthis eifeliensis* Vern., *Schizophoria interlineata* Dov., *Sch. striatula* Schl., *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Productus brevirostris* Phill., *Pr. subaculeatus* Murch., *Atrypa bifidoformis* Tschern., *Spirifer subumbonus* Hall., *Merostella* sp., *Megoladon* sp., *Euomphalus* sp., *Loxonema* sp., *Nautiloidea* sp., и флора, определенная и описанная М. Д. Залесским [?]: *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., *Adiantites sosvensis* Zal., *Dicranophyton niayssense* Zal., *Lepidodendron acuminatum* Geop., *Lyginodendron* cf. *Sverdrupi* Nath., *Niayssia plumata* Zal., *Sacheocladus ambiguus* Zal., *Thursophyton uralicum* Zal.

Описанные породы верхнего девона (низы D_3^2) имеют наиболее широкое распространение в Северососьвинском крае, за исключением района р. Сосьвы, где эффузивные породы преобладают над осадочными, представленными, главным образом, зелеными туфогенными сланцами.

Выше толщи сланцев с фауной и флорой, характерной для низов D_3^2 , залегают подобного же типа сланцы, содержащие фауну, свойственную верхам D_3^2 . В этом стратиграфически более высоком горизонте встречаются: *Syringopora* sp., *Actinostroma clathratum* Nath., *Orbiculoidea* sp., *Dalmanella eifeliensis* Vern., *D. interlineata* Sow., *D. ferganensis* Jan., *Productus caperatus* Sow., *Pr. fallax* Pand., *Pr. praelongus* Sow., *Pr. murchisonianus* Kon., *Rhynchonella triaequalis* Goss., *Atrypa micans* Buch., *A. reticularis* L., *A. tubaeostata* Paek., *Ambocoelia umbonata* Conr., *Die-*

losma sp., *Buchiola* sp., *Posidonia venusta* Münst., *Murchisonia* sp., *Natisopsi* sp., *Platyclymenia* sp., *Laevigites laevigata* Münst., *Genuclymenia dubia* Loew.—Less., *Orthoceros* sp., и флора: *Bothrodendron kiltorkense* Hough., *Pseudobornia ursina* Nath. Слои, содержащие перечисленную фауну и флору, наиболее полное развитие имеют в районе рр. Лопсии и Маньи.

Значительно меньшим распространением в верхнем девоне Северососьвинского края, по сравнению с вышеописанными сланцами, пользуются туфы и известковистые конгломераты. Они составляют лишь редкие прослои небольшой мощности среди сланцевой толщи.

Кроме осадочных пород, в составе верхнего девона Северососьвинского края принимают участие и эффузивные породы: спилиты, андезитовые порфириды и кварцевые альбитофиры, сопровождаемые туфами.

Андезитовые порфириды широко развиты в южной части Северососьвинского района, обнажаясь по р. Сев. Сосьве. Выходы кварцевых альбитофиров и их туфов известны по рр. Нохор и М. Сосьве. Покровы и лавы спилитов (с отчетливо выраженной шаровой текстурой) образуют мощную толщу, обнажающуюся по рр. Сев. Сосьве, Манье и Нохор.

Дайки и интрузивные залежи диабазов среди пород верхнего девона встречаются значительно реже, чем в среднедевонской толще, и обладают здесь значительно меньшей мощностью.

Из того, что эффузивные и жильные породы в верхнем девоне имеют значительно меньшее развитие, чем в более ранних образованиях, можно заключить, что вулканическая деятельность в верхнедевонскую эпоху заметно ослабевает как в Северососьвинском, так и в Ляпинском районах.

Нижнекаменноугольные породы

В Ляпинском крае разрез палеозойских образований заканчивается верхним девонem; каменноугольные отложения в этой области неизвестны.

В Северососьвинском же районе каменноугольные образования представлены лишь нижним отделом, точнее — турнейским ярусом и слоями, переходными к визейскому ярусу.

Нижнекаменноугольные отложения Северососьвинского края содержат наиболее богатую и разнообразную фауну из всех отложений среднего палеозоя. Обнажаются они по рр. Сосьве, Манье, Лопсии, Няйсь-Манье и Няйсь. На геологической карте эти отложения протягиваются довольно широкой полосой, начиная от Сев. Сосьвы до водораздела Няйсь-Толья. Западной границей нижнекаменноугольных отложений служит полоса спилитов и песчаников верхнего девона, на востоке они граничат с мезозойскими отложениями, а в южной части района и в районе р. Няйсь — с четвертичными ледниковыми отложениями. К северу от р. Няйсь эти отложения, как и большинство пород среднего палеозоя, перекрыты мезозойскими и четвертичными осадками.

Нижние горизонты нижнекаменноугольных отложений по р. Сев. Сосьве представлены известняками, сланцами и песчаниками, содержащими разнообразную фауну и флору, со следующими наиболее распространенными формами: *Schuchertella crenistria* Phill., *Chonetes hardrensis* Phill., *Productus concentricus* Hall., *Pr. praelongus* Sow. Мощность толщи около 80 м.

Стратиграфически выше описанных слоев лежит весьма мощная толща лав оливинового диабаз, в редких случаях заключающая в себе прослой глинистых сланцев темного цвета. На лавах залегают черные глинистые сланцы; в южной же части разреза р. Сосьвы и в районе устья р. Кось-Я на оливиновых диабазах лежат массивные светлосерые слегка мраморизованные известняки мощностью до 60 м, содержащие членики криноидей. Черные сланцы постепенно переходят в тонко-плучатые известняковые сланцы и содержат фауну: *Schizophoria resupinata*

Mart., *Orthotetes crenistria* Phill., *Productus* ex gr. *mesolobus* Phill., *Pr. rugatus* Phill., *Spirifer cinctus* Keys., *Sp. koninki* Dew. верхнетурнейского возраста.

На известняках ниже устья р. Косыи лежит небольшой прослой песчаников и конгломератов мощностью до 10 м, а на последнем залегает толща туфов с минеральными кальцита и хлорита мощностью до 40 м. Состав туфов отвечает оливиновому диабазу.

Выше туфов следуют толстослойные известковистые сланцы, постепенно переходящие в массивные известняки, содержащие членики криноидей и неопределимую фауну брахиопод. Общая мощность известняков от 30 до 40 м. На известняки согласно налегают известково-глинистые и песчано-глинистые сланцы, обнажающиеся непосредственно выше устья р. Маньи, с фауной нижнетурнейского возраста. Здесь собраны и определены: *Schizophoria resupinata* Mart., *Orthotetes crenistria* Phill. var. β , *Chonetes* aff. *papillonacea* Phill., *Productus gorskii* Nal., *Martinopsis waschcuricus* Fred., *Euomphalus* cf. *calyx* Phill., *E. catilliformis* Kon., *Phillipsia* sp. Мощность сланцев 20 м. На них непосредственно налегают тонкослойные мергелистые и песчано-глинистые сланцы, содержащие верхнетурнейскую фауну: *Rhipidomella michelini* Leow., *Schizophoria resupinata* Mart., *Chonetes dalmaniana* Kon., *Ch.* cf. *hardrensis* Phill., *Productus* cf. *curvirostris* Winch., *Pr.* ex gr. *miargaritaceus* Phill., *Pr. nodosocostatus* Nal., *Pr. praemiargaritaceus* Phill., *Pr.* aff. *pugilis* Phill., *Pr. pyxidiformis* Kon., *Pr.* ex gr. *scabriculus* Mart., *Spirifer koninki* Dew., *Sp. ussuiensis* Nal., *Euomphalus* cf. *calyx* Phill., *Phillipsia* aff. *teichwaldi* Fisch., *Ph.* cf. *truncatula* Phill. Им соответствуют сланцы с аналогичной фауной, содержащие, кроме перечисленных форм, *Orthotetes crenistria* Phill., *Productus* (*Pustulus*) *rugatus* Phill., *Spirifer cinctus* Keys.

К востоку от описанных слоев залегают лавы оливиновых диабазов, мощностью до 50 м.

Турнейские отложения р. Лопси-Я менее разнообразны. В нижних слоях непосредственно на верхнедевонских покровах спилита лежат тонкослойные светлосерые известняки, мощностью до 15 м, содержащие фауну: *Productus fallax* Pong., *Pr. silimi* Nal., *Spirifer kisilicus* Nal. и флору: *Aphylopteris lopsiensis* Zal., *Cephalopteris mirabilis* Nath. турнейского, ближе неопределимого возраста. Они покрываются двумя прослоями конгломерата, разделенными пропластками песчаника. Общая мощность конгломерата от 10 до 15 м.

На конгломератах залегает мощный слой желваковидных известняков, содержащих фауну: *Actinostroma clothratum* Nich., *Dalmanella interineata* Sow., *Leptaena analoga* Phill., *Productus murchisonianus* Kon., *Pr. praelongus* Sow., *Pr.* ex gr. *subelegans* Thomas., *Thylothyris laminosa* M'Sou. также турнейского, ближе неопределимого возраста. Мощность известняков до 70 м.

В районе р. Нясы турнейские отложения после перерыва на р. Иоутынь-Я, где они перекрыты четвертичными отложениями, вновь появляются в виде широкой полосы. Нижние горизонты этих отложений сложены тонкослойными известковыми сланцами с тонкими прослоями в них песчаников и черных песчано-глинистых сланцев, общей мощностью от 35 до 60 м. Сланцы эти содержат фауну: *Schizophoria resupinata* Mart., *Leptaena analoga* Phill., *Chonetes dalmaniana* Kon., *Ch.* ex gr. *papillonacea* Phill., *Productus* ex gr. *murchisonianus* Kon., *Pr.* ex gr. *pyxidiformis* Kon., *Pr.* ex gr. *semireticulatus* Mart., *Spirifer* ex gr. *integricostus* Phill., *Sp. koninkii* Dew. нижних слоев турнейского яруса и флору: *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., *Cephalopteris mirabilis* Nath., *Dicranophyton miayssiense* Zal., *Lepeocladus crassus* Zal., *Lepidodendron acuminatum* Goep., *Niayssia plumata* Zal., *Sacheocladus ambiguus* Zal., *Thursophyton uralicum* Zal. которая, по определению М. Д. Залесского, не может быть моложе верхних слоев верхнего девона.

На этих сланцах лежат слоистые известняки и известняковые и мергелистые сланцы, мощностью от 50 до 100 м, содержащие фауну: *Orthis crenistria* Phill., *Chonetes* aff. *papilionacea* Phill., *Ch. precomoides* Nai., *Productus* ex gr. *mesolobus* Phill., *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., *Dicronophyton nlayssiense* Zal., *Stigmoria ficoides* Sternberg того же возраста, что и вышеприведенная флора.

Таким образом, нижнекаменноугольные отложения наиболее полно представлены в районе р. Сосьвы, где наряду с осадочными толщами получили широкое развитие эффузии оливинового диабазы и связанные с ними пирокластические накопления.

Оливиновые диабазы в виде жил и небольших даек распространены также в районе рр. Лопси-Я и Няьсь, где они секут нижнетурнейские осадки.

Эффузивные породы

Среди осадочных образований среднего палеозоя исключительно широко развиты вулканогенные породы — эффузивы и сопровождающие их туфы.

Эффузивные породы как основного, так и кислого состава хорошо представлены почти во всех отделах и свитах среднего палеозоя. Интрузивные породы имеют более ограниченное распространение и по существу представлены одной сильно дифференцированной интрузией габбрового состава, залегающей обычно в зоне контакта между отложениями нижнего и среднего палеозоя. Кроме поверхностного излияния пород, в среднем палеозое большое развитие имеют диабазы и порфириды гипабиссального характера.

В разрезах среднего палеозоя в нашем районе наиболее низкие горизонты верхнего силура представлены обширными покровами пироксеновых и пироксено-плагноклазовых порфиритов и их туфов. Лавы названных порфиритов можно хорошо наблюдать в разрезах по р. М. Сосьве, непосредственно выше ее притока рч. Ялпинг-Я и по р. Б. Сосьве — ниже обнажений кварцевых альбитофиров.

На широтах рр. Лопси-Я-Нохор эти эффузивы отсутствуют, но к северу на рр. Иоутынь-Я, Няьсь-Манья и Няьсь они снова появляются в скалистых берегах названных рек. То же можно сказать и о Ляпинском Урале, где пироксеновые порфириды входят в состав нижней вулканогенной свиты среднего палеозоя.

Лавы пироксеновых порфиритов обнажаются в районах рр. Хальмер-Ю (Тохлая), Тыкатлова (Ить-я), Поль-Я и Манья, где они переслаиваются с покровами спилитов, вулканическими брекчиями, туфами, туффитами и тонкослоистыми кремнистыми сланцами. По левобережью Тохлой и в районе верховий правых притоков р. Карныш-Иоуль они обнажаются в виде скалистых выступов на вершине небольшой конической сопки, к которой с востока примыкает увал, сложенный ультраосновными породами.

Широко распространенные в верхнем силуре туфогенные сланцы, по видимому, в большей своей части произошли из пирокластического материала описываемых эффузивов.

Как хорошо известно, пироксено-плагноклазовые порфириды в верхнем силуре широко развиты по всему восточному склону Северного Урала и, по видимому, значительная часть зеленых сланцев восточного склона Среднего и Южного Урала также произошла именно из эффузивов данной серии. В Ивдельском и Надеждинском районах пироксеновые и пироксено-плагноклазовые порфириды также слагают самые нижние горизонты верхнесилурийских отложений и по своему петрографическому характеру совершенно идентичны нашим.

На пироксено-плагноклазовых порфиритах, иногда непосредственно, но чаще отделенные слоем туфогенных сланцев или туфов, лежат не-

большой мощности шаровые лавы спилитов (Pillow lava). Шаровые спилитовые лавы обнажаются в скалистых берегах рр. М. и Б. Сосьвы, Маньи и Лопси-Я. В северной половине Сосьвинского Урала они нами не были встречены. В районе Ляпина спилиты обнажаются по р. Тыкатлова в крутых скалистых склонах небольших гор, расположенных по правому берегу этой реки, и по Шöкурье, непосредственно ниже обнажений габбровых пород.

Среди спилитов встречаются тонкие прослои туфогенных песчаников и сланцев.

В самых верхних горизонтах вулканогенной толщи верхнего силура наблюдаются небольшие покровы диабазы. В обнажениях р. М. Сосьвы диабазы лежат на туфогенной толще, перекрывающей спилиты. То же наблюдается в обнажениях р. Лопсии. В районе Ляпина куски диабазов встречаются в вулканической брекчии, лежащей на спилитах.

Вся серия вулканогенных пород верхнего силура перекрывается светло-серыми известняками, содержащими фауну верхнего силура. Известняки встречаются в разрезах рр. Б. Сосьвы, Маньи, Лопсии, Няысь и Тыкатлова.

Взаимоотношения и условия залегания описанных вулканогенных пород вкратце могут быть охарактеризованы следующим образом. Пироксеновые и пироксено-плагноклазовые порфириды являются наиболее древними породами среднепалеозойской толщи; они налегают непосредственно на метаморфические породы нижнего палеозоя или же контактируют с глубинными породами восточной габбровой интрузии. Спилиты налегают на порфириды непосредственно или же отделяются от последних небольшими прослоями туфогенных сланцев и песчаников. Диабазы занимают верхнюю часть разреза и от спилитов также отделены небольшими прослоями осадочных образований.

Отсутствие какого-либо контактного воздействия на вмещающие толщи, наличие огромного количества пирокластического материала и относительно хорошая выдержанность по простирацию дают основание считать описанные породы эффузивными образованиями, залегающими в виде покровов среди осадков верхнего силура.

Нижедевонские образования, ввиду отсутствия в районе фаунистически охарактеризованных отложений этого периода, выделены нами только условно. Однако можно не сомневаться, что на протяжении нижнего девона эффузивная деятельность не прекращалась. После незначительного перерыва в верхах верхнего силура, когда отлагались известняки и глинистые сланцы, вулканические излияния вновь возобновились и, повидимому, продолжались вплоть до второй половины среднего девона. При этом в отложениях как нижнего, так и среднего девона главная роль принадлежит вулканогенным породам основной магмы.

По рр. М. Сосьве и Сев. Сосьве взаимоотношения эффузивов нижнего и среднего девона представляются в следующем виде.

На известняках верхнего силура лежат слои полимиктовых песчаников и глинистых сланцев (мощностью до 80—100 м), а на последних — покровы спилитов, переслаивающихся с туфогенными сланцами и пластообразными залежами диабазов. В 2 км выше юрты Ильи Цембенталова по правому берегу р. М. Сосьвы на туфогенных сланцах, перекрывающих вышеназванные лавы спилитов, лежит покров (мощностью до 40 м) тонкослоистых кварцевых альбитофиров красноватой окраски, переслаивающихся с туфами того же состава. Кварцевые альбитофиры в обнажении образуют небольшую антиклинальную складку. Выше кварцевых альбитофиров залегает мощная толща туфогенных сланцев и песчаников, переслаивающихся с небольшими покровами диабазов. В устье р. М. Сосьвы находятся громадные скалы шаровых спилитовых лав, залегающих выше песчаников и сланцев. Обнажение спилитовых лав тянется вниз по р. Сев. Сосьве на протяжении до 2 км. Мощность их достигает нескольких сот метров. Спилиты ниже по реке снова перекрываются

ваются мощной туфогенной песчаниково-сланцевой толщей среднего девона, содержащей плохо сохранившуюся среднедевонскую флору. В этой толще встречаются тонкие покровы диабазов.

Начиная от устья р. М. Сосьвы вверх по Б. Сосьве в береговых скалах выходят преимущественно шаровые лавы спилитов, переслаивающиеся с кремнистыми и туфогенными сланцами, полимиктовыми (граувакковыми) песчаниками и гравийными конгломератами, содержащими плохо сохранившуюся, почти неопределимую фауну брахиопод. Простирание толщи меридиональное или близкое к нему, падение на В или ЮВ 120° под углом $20-25^\circ$. Покровы спилитов имеют довольно большую мощность — до $100-150$ м, с нормальными осадочными породами переслаиваются совершенно согласно.

Среди спилитов хорошо выражена первичная шаровая отдельность (Pillow lava). Диаметр шаров в среднем не превышает 0.5 м, но в отдельных случаях достигает $10-12$ м.

Среди спилитов макроскопически различаются разновидности миндалевидные и плотные. Миндалины, как правило, имеют эллипсоидальные формы и выполнены кальцитом. Промежутки между шарами заполнены глинисто-железистым веществом и халцедоном.

Туфогеновые сланцы и полимиктовые песчаники залегают среди лав в виде пластов небольшой мощности, часто содержат значительное количество пирокластического материала и поэтому могут называться туффитами. Вся описанная толща немая. По литологическому сходству с отложениями, находящимися непосредственно ниже устья р. М. Сосьвы, содержащими среднедевонскую флору, она условно отнесена к среднему и нижнему девону.

В разрезах рр. Лопсин, Йоутын-Я и Няысь в отложениях нижнего и среднего девона спилиты и диабазы занимают подчиненное положение; характер их залегания среди пород остается тот же.

В пределах Ляпинского Урала эффузивы нижнедевонского и среднедевонского возраста имеют меньшее распространение. Спилиты р. Тыкатлова нами отнесены к нижней вулканогенной свите среднего палеозоя, а роговообманковые порфириды и частью диабазы, имеющие там небольшое развитие, — к среднему девону и верхней вулканогенной свите среднего палеозоя.

Значительные толщи спилитов и диабазов рр. Щокурый и Мань, по видимому, также относятся к нижней половине девона. Нужно отметить исключительно широкое распространение туфового материала в разрезе среднедевонских и частью верхнедевонских отложений. Для характеристики этих отложений приведем описание разреза в северной половине Ляпинского района.

По р. Хальмер-Ю (Тохлая) верхняя вулканогенная свита среднего палеозоя залегает стратиграфически несогласно на различных горизонтах живетских известняков. В низах верхней вулканогенной свиты имеются мощные прослои вулканических брекчий, туфогенных песчаников и конгломератов, состоящих, главным образом, из обломков нижележащих пород, среди которых встречаются обломки известняка, содержащего среднедевонскую фауну.

Верхняя граница верхней вулканогенной свиты приурочивается к низам толщи, в составе которой преобладают кремнистые и глинистые сланцы, а вулканогенные образования играют подчиненную роль. Эта толща условно относится к верхнему девону, притом к более высоким горизонтам его, чем описанная выше средне-верхнедевонская вулканогенная свита.

Обнажение верхней части средне-верхнедевонской вулканогенной свиты имеется по р. Хальмер-Ю (Тохлая) выше выходов известняков и по р. Няй-Там-Я, где вулканогенные породы слагают многочисленные скалистые утесы в берегах рек, достигающие $20-30$ м высоты. Выход

этих пород здесь приурочен к ядру синклинальной складки, ось которой чмеет северо-восточное простираие. В юго-восточном крыле складки вулканогенные породы подстилаются живетскими известняками. На северо-западе их распространение ограничено тектоническим контактом с метаморфическими породами.

Общая мощность средне-верхнедевонской вулканогенной свиты в районе р. Хальмер-Ю (Тохлая) довольно значительна: она составляет не менее 800—850 м.

По рр. Хальмер-Ю (Тохлая) и Няй-Там-Я эту свиту можно расчленить на следующие семь горизонтов (снизу вверх):

1. Вулканические брекчии, туфогенные песчаники и конгломераты с подчиненными прослоями и линзами покровных порфиритов.

2. Кремнистые и туфогенно-кремнистые сланцы.

3. Вулканические брекчии с подчиненными прослоями туфогенных песчаников и покровами порфиритов.

4. Туфы порфиритов и кварцевых порфиров.

5. Вулканические брекчии с прослоями туфов кварцевых альбитофиров и кремнистых туфогенных сланцев.

6. Диабазовые порфириты.

7. Кремнистые сланцы с подчиненными прослоями туфогенных сланцев и вулканических брекчий.

Остановимся более подробно на характеристике перечисленных горизонтов.

1. По правобережью р. Хальмер-Ю (Тохлая) в основании верхней вулканогенной свиты имеются мощные прослои темносерых мелкообломочных вулканических брекчий, близких к конгломератам, которые, главным образом, состоят из мелких (до 1.0—0.5 см в диаметре) обломков темносерых плитчатых туфогенных сланцев, плотных темнозеленых мелкозернистых плагиоклазово-пироксеновых порфиритов, диабазов и кусков серых кристаллических мелкозернистых плотных известняков. Обломки сцементированы грубозернистым песчано-глинистым веществом, в котором имеется значительная примесь туфогенного материала. Местами среди вулканических брекчий в виде прослоев небольшой мощности наблюдаются покровы зеленовато-серых плотных тонкозернистых порфиритов. Мощность этого горизонта около 75 м. Он залегает на различных горизонтах живетских известняков.

2. На вершине и склонах южных отрогов горы Медвежьей, расположенной по левобережью р. Хальмер-Ю (Тохлая), обнажаются темносерые, серые и зеленовато-серые кремнистые плитчатые туфогенные сланцы, среди которых тонкими пачками встречаются прослои плитчатых сургучно-красных или зеленовато-серых яшмовидных кремнистых сланцев, падающих на СЗ 300—305°, а 30—40°. Эти плитчатые кремнистые туфогенные сланцы по своему облику близки к тем туфогенным сланцам, которые на восточном склоне Северного и Южного Урала встречаются в среднедевонской вулканогенной свите. Выход аналогичных пород был встречен еще по правобережью р. Тохлая, где они согласно налегают на породы нижележащего горизонта. Мощность около 150 м.

3. Выше лежащий горизонт выступает на вершине горы Медвежьей и по правобережью р. Хальмер-Ю (Тохлая). Он представлен грубообломочными вулканическими брекчиями с темным порфиритовым стекловатым цементом. Обломки слабо окатаны; они диаметром до 2—3 см. Местами в вулканических брекциях заметно слабо выраженное послойное распределение механических фракций. По составу обломки разнообразны и представлены, главным образом, основными эффузивами: диабазами и порфиритами; часто встречаются также обломки темносерых плитчатых кремнистых туфогенных сланцев, реже — куски известняков и яшм. Среди вулканических брекчий в виде линз, а иногда, в виде довольно выдержанных по мощности прослоев (до 1—1.5 м), встречаются зеле-

новато-серые и серые грубозернистые туфогенные песчаники, содержащие значительную примесь туфового материала. Иногда эти породы по протиранию переходят в галечные конгломераты. Состав обломков в туфогенных песчаниках и конгломератах аналогичен составу обломков, встречаемых в вулканических брекчиях, но обломки первых более окатаны. Среди конгломератов была встречена окатанная галька диаметром 2—3 см серого слюдистого мелкозернистого альбитового гнейса, сильно выветрелого, рассланцованного и при ударе молотком рассыпающегося в мелкую щебенку. Среди вулканических брекчий этого горизонта местами имеются еще прослои темнозеленых афанитовых порфиритов с пилотакситовой структурой и зеленовато-серых плитчатых кремнистых туфогенных сланцев. Мощность этих прослоев не превышает 1.0 м, причем они обычно быстро выклиниваются.

Мощность описанного горизонта достигает 100 м.

На вершине горы Медвежьей падение пород этого горизонта ЮЗ 260—270°, <60°. Эти породы согласно подстилаются толщей кремнистых туфогенных сланцев.

4. Выше залегает толща однообразных серых и зеленовато-серых то плотных тонкозернистых, то мелкозернистых, часто плитчатых туфов альбитофиров, среди которых (в виде подчиненных прослоев) иногда появляются серые туфы кварцевых альбитофиров. Среди обломков, содержащихся в последних, имеются кластический кварц и порфириты. Основная масса цемента порфировая. Местами туфы обогащаются карбонатами и приобретают характер известковистых туфов. Иногда туфы окварцованы и эпидотизированы. Породы этого горизонта обнажаются по правобережью р. Хальмер-Ю (Тохлая) и по р. Няй-Там-Я, где образуют скалистые увалы, достигающие высоты 15 м. Мощность этого горизонта не менее 100 м.

5. Стратиграфически выше по правобережью р. Хальмер-Ю (Тохлая) и по р. Няй-Там-Я залегает толща зеленовато-серых грубообломочных вулканических брекчий, среди которых имеются небольшой мощности прослои-покровы темносерых плотных туфов кварцевых альбитофиров и серых или зеленовато-серых плитчатых плотных тонкозернистых кремнистых туфогенных сланцев с мелкой вкрапленностью пирита. Обломки брекчий представлены темносерыми порфиритами, зеленовато-серыми мелкозернистыми диабазовыми порфиритами и диабазами, темносерыми, иногда почти черными, кремнистыми плитчатыми сланцами, сургучно-красными яшмовидными кремнистыми породами и светлосерыми и серыми мелкозернистыми известняками. Форма обломков угловато-окатанная.

Цемент грубозернистый, песчано-глинистый, полимиктового состава, с большой примесью туфогенного материала. Цемент содержит большое количество зерен плагиоклазов и цветных минералов.

Вулканогенный материал в цементе иногда представлен стеклом. Стекло обычно темной окраски, раскристаллизовано, местами имеет вкрапления плагиоклазов и по своему составу отвечает порфиритам. Среди вулканических брекчий гнездами встречается пренит.

Распределение обломков в массе цемента брекчии беспорядочное; заметная сортировка отсутствует. Спорадически среди вулканических брекчий в виде включений попадаются значительных размеров глыбы серых плитчатых кремнистых туфогенных сланцев и серых мелкозернистых известняков, до 2 м в диаметре. По р. Няй-Там-Я в таких глыбах известняков, включенных в вулканическую брекчию, была найдена фауна: *Favosites* sp. indet., *Pachypora* sp. indet., *Amphypora* sp. indet., *Stromatopora* sp., *Str. ex gr. concentrica* Goldf., *Str. concentrica* var. *colliculata* Nich., *Griphophyllum* sp. Ostracoda и Crinoidea.

Эта фауна позволяет относить содержащие ее известняки (включения) к зоне *Sparagrophyllum* — Stufe Ведекина.

В коренном залегании известняки этой зоны отсутствуют по право-

бережью Тохлой, где вулканогенные девонские породы непосредственно залегают на более древних слоях живетского яруса.

В этом же горизонте встречаются еще кварцевые альбитофиры и их туфы.

В Ивдельском районе, по данным Е. П. Молдаванцева, кислые эффузии имеются также в самых верхах среднего и в низах верхнего девона.

Возраст фауны известняковых включений и присутствие кварцевых альбитофиров с их туфами позволяют описываемый горизонт вулканогенных пород относить к самым верхам живетского или к низам франского яруса. Мощность этого горизонта достигает 150 м.

6. Стратиграфически выше, на вулканических брекчиях лежит мощная толща темносерых мелкозернистых диабазовых порфиров. По правобережью р. Нйя-Там-Я последние образуют большие отвесные скалы до 20 м высоты. Мощность порфировой толщи не менее 200 м.

7. Разрез верхней вулканогенной свиты среднего палеозоя венчается мощной толщей темносерых плитчатых кремнистых и кремнисто-глинистых плотных сланцев, среди которых встречается большое количество прослоев мелкообломочных вулканических брекчий и плотных мелкозернистых кварцсодержащих туфов. Обломки брекчий представлены преимущественно основными эффузивами и кремнистыми сланцами. Изредка встречаются известняки.

Встречающиеся в этом горизонте кремнисто-глинистые сланцы неотличимы от сланцев, обнажающихся по р. Б. Нядокота, которые отнесены нами к низам верхнего девона и выделены в самостоятельную свиту. Вероятно, и горизонт с кремнисто-глинистыми сланцами, выступающий по р. Нйя-Там-Я, также относится к низам верхнего девона. Наличие среди них большого количества прослоев пирокластического происхождения сближает этот горизонт с нижележащей толщей вулканогенных пород. Поэтому мы условно считаем, что сланцевый горизонт, обнажающийся по р. Нйя-Там-Я, залегает стратиграфически ниже сланцевой толщи, выступающей по р. Б. Нядокота.

Таковы соображения, которые побудили нас объединить сланцевый горизонт р. Нйя-Там-Я со средне-верхнедевонской вулканогенной свитой. Мощность этого горизонта достигает 75 м. Он составляет ядро синклинальной складки, ось которой имеет северо-восточное направление. Северо-западное крыло складки имеет падение ЮВ $130^\circ \angle 40-45^\circ$; на юго-восточном крыле той же складки наблюдается падение слоев СЗ $280-290^\circ \angle 40-60^\circ$.

В верховьях рч. Дор-Иоль, правого притока р. Хулги (Ляпин), имеются выходы верхних горизонтов средне-верхнедевонской вулканогенной свиты. Обнажение вулканогенных пород приурочено к участку реки, где наблюдается контакт между метаморфической серией и варисскими ультраосновными интрузиями. По упомянутой речке (на расстоянии около 0,5 км) в виде небольших скалистых утесов и обильных каменистых россыпей выходит толща темносерых мелкозернистых плотных диабазовых порфиров (мощностью не менее 250 м), выше которых залегает горизонт (свита) темносерых и серых тонкоплитчатых кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев с многочисленными прослоями сильно измененных хлоритизированных и отчасти скварцованных туфогенных пород. Мощность свиты до 100 м. Некоторые разности сланцев, обогащенных карбонатами, приближаются к известково-кремнисто-глинистым сланцам. Наличие в этом горизонте большого количества туфогенных пород заставило нас отнести его к средне-верхнедевонской вулканогенной свите, параллелизуя его с верхними слоями средне-верхнедевонской вулканогенной свиты, обнажающимися по р. Нйя-Там-Я. Девонские сланцы по р. Дор-Иоль имеют падение на СЗ $280-295^\circ \angle 50-55^\circ$.

В районе р. Дор-Иоль породы девонской вулканогенной свиты с северо-запада тектонически контактируют с метаморфической серией.

На юго-востоке они секутся ультраосновными интрузиями (серпентинизированными дунитами и перидотитами).

По р. Б. Хоса-Я (примерно в 5 км ниже устья р. Пальник-Шор), между массивами габбро и серпентинитов зажаты темносерые мелкозернистые диабазы, диабазовые порфириды и их туфы, которые скорее всего относятся к верхним горизонтам верхней вулканогенной свиты среднего палеозоя. Выходы девонских вулканогенных пород мы встречаем в крайних восточных левобережных увалах, где в небольших скалистых выступах и обильных каменистых россыпях на склоне и вершине небольшого холма обнажаются серые и зеленовато-серые мелкозернистые плитчатые кремнистые и туфо-кремнистые сланцы, с прослоями (мощностью до 1 м) зеленовато-серых мелкообломочных вулканических брекчий. Среди брекчий имеются включения мелких обломков известняков, напоминающих среднедевонские известняки р. Хальмер-Ю (Тохлая). Сложность этих пород в низовьях р. Б. Хоса-Я имеет падение ЮВ 135° , $\angle 50-60^{\circ}$.

Среди вулканогенных и подчиненных им осадочных пород по р. Б. Хоса-Я органических остатков встречено не было и возраст их остался невыясненным.

Вулканогенные породы по рр. Б. Хоса-Я и Дор-Иоль образуют антиклинальную складку. Выходы, приуроченные к крайним восточным увалам р. Б. Хоса-Я, слагают юго-восточное крыло этой складки, а породы, встреченные по р. Дор-Иоль, повидимому, принадлежат северо-западному крылу той же антиклинальной складки.

Отнесение вышеописанных пород рр. Хоса-Я и Дор-Иоль к средне-верхнедевонской вулканогенной свите согласуется с фактом нахождения по р. Б. Хоса-Я среди серпентинитов ксенолитов известняков со среднедевонской фауной. Участок нахождения ксенолитов отвечает центральной осевой части вышеназначенной антиклинали, где должны выступать наиболее древние породы.

По р. Б. Нядокота выше скал верхнедевонских сланцев обнажаются своеобразные светлосерые хлорито-кремнистые породы, местами со слабо выраженной вторичной сланцеватостью. Некоторые разности этих измененных пород сохранили структуру порфиритов и содержат кварц. Это дает право предполагать, что данные породы представляют собою измененные эффузивы. К контакту их с ультраосновными интрузиями приурочены выходы варисских плагиогранитов и кварцевых диоритов, которые секут и отчасти изменяют отмеченные выше порфириды. Измененные порфириды по р. Б. Нядокота стратиграфически залегают ниже верхнедевонских сланцев и, повидимому, слагают юго-восточное крыло той же антиклинальной складки, которая намечается нами для района р. Хоса-Я и Дор-Иоль.

Таким образом, у нас имеются все основания относить вышеописанные вулканогенные породы р. Б. Нядокота к девонской вулканогенной свите. Мощность этой свиты достигает 400 м.

Правобережные увалы р. Хулги (Ляпина) к северу от низовьев р. Болбан-Ю на расстоянии до 15 км сложены разнообразными эффузивными и туфогенными породами. К сожалению, плохая обнаженность не дает возможности проследить разрез этой толщи. Но в общем встречающиеся здесь породы отвечают средне-верхнедевонской вулканогенной свите р. Хальмер-Ю (Тохлая). В отдельных небольших скалистых выступах или чаще каменистых гривках здесь встречаются следующие породы:

1. Зеленовато-серые мелкозернистые пироксено-плагиоклазовые порфириды.

2. Зеленовато-серые мелкообломочные вулканические брекчии с порфиритовым цементом и с включением обломков зеленовато-серых мелкозернистых диабазов, порфиритов, туфов и серых мелкозернистых известняков.

3. Зеленовато-серые плитчатые кремнистые туфы порфиритов;

4. Светлозеленые и серые яшмовидные плитчатые кремнистые сланцы.

Эти сланцы с подчиненными прослоями вулканогенных пород обнажаются на увалах, расположенных к востоку от оз. Балтан-Ты. Падение их здесь на ЮВ 135° , $\angle 25^\circ$.

В районе рч. Дзеля-Ю, как уже отмечалось, для описываемой полосы вулканогенных пород намечается антиклинальный тип складчатой структуры. К северу от той же рч. Деля-Ю имеется выход живецких известняков, приуроченных к ядру антиклинальной складки северного и северо-восточного простирания. Живецкие известняки здесь подстилают вулканогенные породы, что позволяет относить вулканогенные породы правобережья р. Хулги (Ляпина) к средне-верхнедевонской свите.

Породы крайних восточных горных увалов, встречающихся по правобережью р. Тыкатлова (Ить-Я), сложены преимущественно плагиоклазопироксеновыми и рогово-обманковыми порфиритами и их туфами, относящимися к той же полосе средне-верхнедевонских пород, которые обнажаются по правобережью р. Хулги (Ляпина) к северу от нижнего течения р. Болбач-Ю. Пироксено-плагиоклазовые порфириты темносерой с зеленоватыми оттенками окраски; часто с хорошо видимыми вкрапленниками пироксенов и плагиоклазов. Роговообманковые порфириты обычно более светлого цвета. Некоторые из них содержат первичный кварц. Основная масса обычно фельзитовая. Туфы среди них играют лишь подчиненную роль. Туфы представляют собой темнозеленые или зеленовато-серые плотные тонкозернистые породы, которые по своему составу отвечают пироксеново-плагиоклазовым и роговообманковым порфиритам. Изредка среди порфиритов встречаются вулканические брекчии, которые состоят из остроугольных мелких обломков основных эффузивов, главным образом, пироксеново-плагиоклазовых порфиритов, серых туфо-кремнистых сланцев и реже известняков. Цементом является мелкообломочный материал тех же порфиритов.

В низовьях р. Тыкатлова (Ить-Я) вулканогенные породы имеют преобладающее падение на ЮВ $110-130^\circ$, $\angle 30-45^\circ$ и подстилаются живецкими известняками *Columnaria* sp. Мощность их достигает не менее 200—300 м.

Из приведенного видно, что в районе Сосьвинского Урала в нижнем и среднем девоне широким развитием пользуются спилиты и диабазы, переслаивающиеся с туфогенными сланцами и песчаниками. Периоды излияния спилитов и диабазов чередовались с периодами покоя, когда отлагались нормальные осадочные породы. Однако состояние затишья в вулканической деятельности отнюдь не было повсеместным в районе; наличие пирокластического материала в синхронных с известняками туфогенных песчаниках и сланцах свидетельствует о происходивших где-то по близости вулканических явлениях.

Излияние кварцевых альбитофиров р. М. Сосьвы носило локальный характер и, по видимому, соответствует нижней половине среднего девона.

В Ляпинском районе излияние спилитов и диабазов имело более ограниченные размеры и происходило несколько позднее, чем в районе р. Сев. Сосьвы. Наличие туфов, кварцевых альбитофиров свидетельствует о том, что излияние последних также имело место в среднедевонское время.

В Ляпинском районе присутствие среди эффузивов среднего девона роговообманковых порфиритов, отвечающих по составу андезитовой магме, придает серии эффузивных пород несколько более разнообразный характер, чем тот, который наблюдается для сосьвинской среднедевонской вулканогенной толщи.

Вулканогенная толща среднего девона в районе Сосьвинского Урала перекрыта толщей глинистых и известково-глинистых сланцев и песчаников, содержащих отпечатки растений.

Выше этих сланцев лежат менее мощные покровы спилитов, плагиоклазовых порфиритов андезитового состава и кварцевых альбитофиров. В количественном отношении среди покровов спилиты имеют второстепенное значение, встречаясь только в самых низах верхнего девона. Взаимоотношение названных эффузивов хорошо наблюдается по рр. Сев. Сосьве, Манье и Лопсии. Здесь спилиты занимают нижние горизонты; на них налегают покровы кварцевых альбитофиров и лавы андезитового состава (р. Нохор), сменяющиеся кверху тонкослоистыми, слегка брекчиевидными известняками с фауной D_3^1 . Выше известняков по р. Лопсии снова лежат лавы спилитов небольшой мощности, перекрытые известняками D_3^2 .

На р. Сев. Сосьве в верхнедевонских отложениях спилиты имеют небольшое развитие; сильнее развиты плагиоклазовые порфириты андезитового состава, перекрытые известняками D_3^2 по р. Манье.

Плагиоклазовые порфириты сопровождаются большим количеством туфов.

В районе Ляпинского Урала эффузивы верхнедевонского возраста объединены в одну верхнюю вулканогенную свиту среднего палеозоя, где также встречаются плагиоклазовые порфириты и лавы андезитового состава.

Геологические условия залегания спилитов и плагиоклазовых порфиритов ничем не отличаются от характера залегания эффузивов более низких отделов среднего палеозоя. Спилиты и порфириты образуют покровы, вытянутые в меридиональном направлении. Эти покровы носят прерывистый характер, судя по тому, что в речных разрезах они то появляются, то исчезают. Это замечание относится в равной мере ко всем эффузивам среднего и нижнего палеозоя, что несомненно связано с особенностями геологической (складчатой) структуры района, в которой основные элементы этой структуры — складки — имеют преимущественно меридиональное простирание; в то же время шарниры складок то погружаются, то вновь выходят на поверхность («ныряют»).

Остановимся несколько подробнее на породах формации диабазов и диабазовых порфиритов, имеющих довольно большое развитие в среднем палеозое.

Интрузивные межпластовые залежи и дайки диабазов встречаются среди отложений верхнего силура и нижнего девона. В среднем и верхнем девоне интрузивная (жильная) фация диабазов представлена слабо, зато широко развиты эффузивные диабазы, сопровождаемые большим количеством туфов. Судя по наличию лав диабазов и их туфов в отложениях среднего девона, время внедрения диабаза относится, повидимому, к среднему и частично к низам верхнего девона.

Интрузивные залежи и дайки диабазов имеют мощность от нескольких десятых метра до сотни метров. По простиранию они порой прослеживаются на несколько километров. Нередки случаи, когда более мелкие жилы диабазов прорывают более крупные, причем мелкие жилы чаще приурочиваются к трещинам отдельности северо-западного простирания. В диабазах очень часто наблюдается базальтическая и иногда шаровая отдельность. По составу диабазы довольно разнообразны; среди них выделяются бескварцевые, кварцевые типы конга-диабазов и ряд других структурных разновидностей. Наибольшее развитие диабазов наблюдается в Сосьвинском районе. В Ляпинском районе они встречаются только в северной его половине — по р. Тохлой и Тыкатлова.

По самой восточной окраине среднепалеозойских пород Сосьвинского района значительное развитие имеют лавы и жилы оливинового диабаза. Эти породы встречены в береговых скалах рр. Сев. Сосьвы, Маньи, Лопсии и Нясы. В районе Ляпинского Урала диабазы, содержащие в своем составе оливин, встречены в виде небольших жил среди метаморфических пород района горы Нер-Ойки и р. Пуйвы. Аналогичные

жилы диабазы были констатированы и к востоку от гранитного массива Мань-Хамбо, также среди метаморфических сланцев.

Чтобы дать более полную характеристику геологического положения лав и жил оливинового диабазы, приведем краткое описание геологического разреза по р. Сев. Сосьве в районе распространения последних.

В 2 км выше мезозойских отложений на правом берегу Сосьвы, против устья р. Маньи находятся скалистые обнажения оливинового диабазы с хорошо выраженной вертикальной базальтической отдельностью, залегающего, очевидно в виде дайки, в тонкоплитчатых известняковых сланцах. Последние обнажаются по реке в 50 м выше выходов диабазы и содержат обильную и разнообразную, преимущественно брахиоподовую фауну турнейского возраста. Сланцы падают на СВ 80°, $\angle$ 30°.

Общая видимая мощность сланцев достигает 45 м. Выше по реке сланцы ясно подстилаются покровами оливинового диабазы мощностью до 50 м.

К западу, непосредственно ниже устья р. Кось-Я, выступают известняки, подстилающие вышеописанные сланцы и оливиновые диабазы. Известняки в верхней части толщи толстослоисты, в нижней же — переходят в тонкослоистые известняковые сланцы. Видимая мощность толстослоистых известняков 100 м, а тонкослоистых — 40 м. Падение такое же, как и у описанных выше известняковых сланцев. Ближе к устью р. Косьи сланцы подстилаются туфами миндалевидного оливинового диабазы.

Выше устья р. Косьи в виде громадных скал обнажаются светло-серые массивные известняки с члениками криноидей, представляющие собой продолжение только что описанных известняков по простиранию.

Непосредственно выше известняков лежат песчаники мощностью до 40 м, на которые налегает слой конгломерата, содержащего гальки песчаника и диабазы; на конгломератах залегают слои известняковистого песчаника. Падение свиты на СВ 80°, $\angle$ 30°.

Несколько выше конгломераты перекрываются толстослоистыми известняками (мощностью до 25 м), в свою очередь, перекрытыми известковыми сланцами (до 20 м), аналогичными известняковым сланцам, обнажающимся выше устья р. Косьи.

Далее вверх по реке на протяжении 3 км обнажаются лавы оливиновых диабазов, залегающих согласно с известняками. Последние перекрываются тонкоплитчатыми известковыми сланцами общей мощностью 25 м, падающими на СВ 35°, $\angle$ 55°. В сланцах найдена турнейская фауна.

Километров на 6 выше устья р. Маньи, на правом берегу, имеется обнажение, известное под названием Протасовское зимовье (по имени горного инженера Протасова, производившего в этом обнажении в первой половине прошлого столетия разведку на медь). Здесь нами наблюдался следующий разрез (снизу вверх):

1	Лавы оливинового диабазы	10.0 м
2	Пачка разноцветных сильно разрушенных песчано-глинистых сланцев	11.4 м
3	Лавы оливинового диабазы с шаровой отдельностью	34 м
4	Разноцветные разрушенные глинистые сланцы	3 м
5	Лавы оливинового диабазы с хорошо выраженной шаровой отдельностью	3 м
6	Разрушенные глинистые сланцы	7.3 м
7	Оливиновый диабаз в виде пластообразного тела со слабо выраженной шаровой отдельностью	43 м
8	Разрушенные глинистые сланцы	6 м
9	Туф оливинового диабазы	5 м
10	Выше лежит пластовая залежь оливинового диабазы	до 60—80 м

Залегание перечисленных пород в приведенном разрезе согласное, падение СВ 70°, $\angle$ 55°.

Следует отметить, что вверх от устья р. Кось-Я, р. Сев. Сосьва имеет в среднем меридиональное направление и прорезает примерно один и тот же комплекс пород. Поэтому вполне понятно, что и выше Протасовского зимовья, на протяжении около 15 км обнажаются те же оливиновые диабазы с редкими тонкими прослойками среди них полуразрушенных глинистых сланцев, подобных сланцам Протасовского зимовья. Оливиновые диабазы обычно имеют миндалевидную текстуру и под микроскопом обнаруживают пойкилоофитовую структуру. В обнажениях отчетливо выражена шаровая или иногда базальтическая отдельность. Падение диабазовых лав колеблется в пределах: СВ 65° — ЮВ 100°, $\angle$ 25—40°

Далее, в середине северной излучины р. Сев. Сосьвы (километрах в 10 ниже слияния рр. Б. и М. Сосьвы) наблюдается высокое обнажение сланцев, содержащих мощную залежь оливинового диабаза. Более детально разрез этого обнажения рисуется в следующем виде (сверху вниз):

1	Глинистые сланцы	3 м
2	Лавы оливинового диабаза с пойкилоофитовой структурой, залегающие со сланцами согласно	35 м
3	Тонкослоистые известково-глинистые пиритизированные сланцы, содержащие плохо сохранившуюся верхнедевонскую флору: <i>Adiantites susvendi</i> Sol. sp. nov.	23 м
4	В контакте с диабазом сланцы сильно окремнены Переслаивающиеся известковые туфогенные конгломераты и песчаники	19 м
5	Разноцветные, сильно разрушенные глинистые сланцы, образующие антиклинальную складку	8 м
6	Черно-бурые глинистые сланцы	1 м
7	Зеленоватые глинистые плотные сланцы	2 м
8	Сильно разрушенные черные глинистые сланцы	7 м

Падение описанной толщи на северо-восток 75°, $\angle$ 20—30°.

Под черные сланцы выше по реке, очевидно, падает мощная (до 70 м) залежь диабазового порфирита, обнажающаяся, однако, лишь в западном крыле полого антиклинала.

Ниже залегает пачка разноцветных туфогенных песчано-глинистых и глинистых тонкоплитчатых сланцев (общей мощностью 15 м), которая подстилается пластовой залежью среднезернистого оливинового диабаза (мощностью до 10 м) с хорошо выраженной шаровой отдельностью. На контактах с диабазами сланцы сильно окремнены и окрашены окислами железа. В сланцах хорошо выражена отдельность с падением ЮВ 160°, $\angle$ 70°. Падение западного крыла складки СВ 290°, $\angle$ 35°.

Выше по реке снова обнажаются диабазы, падающие СВ 80°, $\angle$ 20°.

Метров на 100 выше обнажается среднезернистый оливиновый диабаз, прорванный в различных направлениях жилами диабаза мощностью от 1 до 5 м с хорошо выраженной офитовой структурой. После небольшого перерыва снова обнажаются оливиновые диабазы, падающие на СВ 80°, $\angle$ 30°, которые согласно подстилаются темными тонкоплитчатыми битуминозными известковыми сланцами, содержащими неопределимую фауну. Видимая мощность сланцев 22 м. Сланцы подстилаются нормальным среднезернистым диабазом. Такие же диабазы обнажаются еще выше по реке.

Здесь они имеют ясно вертикальную базальтическую отдельность.

Примерно в расстоянии 0.5 км восточнее лежит мощная туфогенная толща, падение которой ЮВ 110°, $\angle$ 35°. Разрез этой толщи (сверху вниз) таков:

1. Плотные тонкоплитчатые песчанистые туфогенные сланцы	3 м
2. Туф диабаз	25 м
3. Плотные тонкоплитчатые туфогенные сланцы	1 м
4. Туф диабаз	45 м

Последние после небольшого перерыва (около 200 м) в обнажениях подстилаются 150-метровой толщей спилита с ясно выраженной шаровой отдельностью. Ниже лежат тонкоплитчатые, узловатые на контактах сланцы, содержащие флору и фауну D₃². Мощность их достигает 30 м. Сланцы, в свою очередь, подстилаются миндалевидными спилитовыми лавами видимой мощностью до 20 м.

Сланцы и спилиты залегают согласно, падая на СВ 80°, $\angle$ 30°.

Из приведенного разреза видно, что оливиновые диабазы представлены эффузивной фацией и изливались в нижнекаменноугольное время.

Кроме описанных покровных и жильных оливиновых диабазов в нижнем карбоне развиты более мелкие жилы диабаз и диабазового порфрита мощностью до 3—7 м, секущие всю турнейскую толщу, в том числе и оливиновые диабазы. Эти мелкие секущие жилы имеют довольно ограниченное распространение и, возможно, представляют собой самые последние проявления вулканизма района.

Интрузивные породы (восточная габбровая интрузия)

Вдоль границы (контакта) пород нижнего и среднего палеозоя в виде прерывистой полосы через весь изученный нами район от его южной границы (р. М. Сосьва) до северной (р. Тыкатлова) выходят породы восточной габбровой интрузии.

В южной части Северного Урала в состав восточной габбровой полосы входят такие известные массивы основных пород, как Кумба — Золотой Камень, Денежкин Камень, Чистоп Хой-Эква и ряд более мелких массивов. В пределах Сосьвинского Урала в состав этой полосы входит описанный нами ранее массив Ялпинг-Нар (Сирин, 1937₂), к северу от него полоса основных пород тянется непрерывно до северной границы наших исследований, в которую входят массивы: Лопсинский, Сяткар-Соут, Хомась, Щёкурыйнский, Нерка-Ю и Тыкатлова. Так как названные массивы по их геологическому положению и форме залегания и петрографическому составу не отличаются от массива Ялпинг-Нер, то мы на их описании останавливаться не будем и охарактеризуем только массив Ялпинг-Нер.

Массив Ялпинг-Нер находится в южной части Сосьвинского Урала между рр. М. и Б. Сосьвой. В геологическом отношении массив рисуется в виде мощной пластообразной интрузии, вытянутой в меридиональном направлении. На востоке габбровая интрузия контактирует с осадочно-эффузивной толщей верхнего силура, падающей на протяжении всего контакта на восток и северо-восток под углом 30—45°. На западе под интрузию падают метаморфические породы верхнего кембрия и нижнего силура (обычно под углом от 65 до 80°) на всем протяжении западного контакта массива.

Массив Ялпинг-Нер, как и вся восточная габбровая интрузия, сложен серией довольно разнообразных, но генетически тесно связанных друг с другом пород, начиная от гипербазитов до роговообманкового габбро и габбро-диорита.

В западной части массива наблюдаются выходы перидотитов и пироксенитов, а в восточной — диоритов и плагиогранитов, являющихся самыми кислыми членами общего дифференциального ряда, к которому принадлежат и породы группы габбро. Еще восточнее к плагиогранитам примыкают альбитофиры, представляющие гипабассальную или краевую фацию плагиогранитов.

Главная вершина Ялпинг-Нера в основном сложена среднезернистым роговообманковым габбро, отличающимся весьма хорошей сохранным.

В виде глыбовых россыпей эти породы сплошь покрывают южный и северо-западные склоны горы и слагают также скалистые выходы, встречающиеся на многочисленных горизонтальных площадках на самой вершине Ялпинг-Нера.

В россыпях восточного и южного склонов преобладают глыбы полосатых габбро; среди них встречаются куски жильных пород, развитых в габбро: роговообманковые габбро-пегменты, горнблендиты, анортозиты, диабазовые порфиристы. В россыпях отрога, идущего от главной вершины на юго-восток, появляются обломки диорита, количество которых заметно увеличивается по мере продвижения на восток. За отсутствием коренных выходов на этом участке массива взаимоотношения диоритов с габбро установить не удастся. Возможно, что диорит залегает в виде жил среди габбро или является краевой фацией его. В пользу последнего предположения говорит возрастающее количество кусков диорита по направлению к восточной границе габбро. Судя по распространению габбро в россыпях, эта граница проходит по восточному подножью горы Ялпинг-Нер.

Скалистые выступы главной вершины (высотой 3—5 м), сложенные среднезернистым габбро, разбиты серией трещин, по которым идет их разрушение, на глыбы и куски неправильной формы.

Наиболее выдержанными являются две отдельности в габбро: 1) с простиранием СЗ 310° , падением СВ $\angle 50^\circ$, 2) горизонтальная.

К первой отдельности приурочены жилы анортозитов, горнблендитов и частью роговообманковых габбровых пегматитов, в тесной ассоциации очень широко распространенных в самой южной части главной вершины Ялпинг-Нера, где они сосредоточены в неширокой полосе северо-западного простираения. Наиболее выдержанными среди них являются жилы анортозитов и горнблендитов, которые прослеживаются на протяжении сотни метров при мощности от 0.5 до 2—3 м. Жилы габбровых пегматитов менее выдержаны, они всегда приурочены к анортозитам и горнблендитам, с которыми образуют взаимные переходы.

Переходы анортозитов в горнблендиты через роговообманковые пегматиты особенно отчетливо наблюдаются в складках, расположенных по западному склону главной вершины. Сначала среди плагиоклазовой массы появляются редко расположенные кристаллы роговой обманки, затем количество последней увеличивается настолько, что порода переходит в типичный габбровый пегматит, который с исчезновением плагиоклаза превращается в грубозернистый горнблендит.

Габбро-пегматиты по структуре можно разделить (условно) на крупнозернистые, когда кристаллы роговой обманки достигают 5—15 см в длину, среднезернистые (размеры кристаллов роговой обманки — 0.5—5 см) и мелкозернистые с величиной зерна меньше 0.5 см.

В местах распространения жильных пород — габбровых пегматитов, анортозитов и горнблендитов — наблюдаются в габбро структурные атакситы, характеризующиеся неоднородной структурой, при которой мелкозернистые участки сменяются среднезернистыми. Такие атакситы наблюдаются по юго-восточному отрогу главной вершины в многочисленных скалах, расположенных по самому гребню.

Из группы жильных пород на главной вершине, в северной и южной частях ее, встречены еще жилы диабазового порфирита. Одна из таких жил широтного простираения, находящаяся на верхней площадке (мощностью до 4 м), прослеживается по простираению на 250 м.

Диабазовый порфирит в зальбандах жил — плотный темносерый; в центральной части жилы — хорошо раскристаллизованный, среднезернистый. Ввиду того, что эти жилы залегают среди мелкозернистого габбро, контакт их с вмещающей породой устанавливается с большим трудом. На первый взгляд как будто, существует постепенный переход от жильной породы к микро-габбро. Однако под микроскопом струк-

турные отличия обеих контактирующих пород выступают довольно отчетливо.

В центральной части главной вершины (в ложке между двумя возвышенностями) прослежена жила пироксенита, значительно амфиболитизированного, мощностью до 15 м. Пироксенит имеет равномерное сложение и среднезернистую структуру.

Южная вершина, в отличие от главной, сложена преимущественно габбро полосатой текстуры. Эта разновидность преобладает в глыбах, покрывающих площадку вершины, а также в россыпях восточного и западного склонов. Коренные выходы габбро в виде больших скал (останцев) сосредоточены по южному склону горы. В них можно наблюдать, как слагающее эти скалы крупнозернистое полосатое габбро пронизано в самых различных направлениях жилами мелкозернистого габбро или микро-габбро, в результате чего образовался типичный жильный атаксит.

В тех же скалах габбро видны мелкие жилки габбро-пегматитов, от которых в стороны отходят еще более мелкие жилы горнблендитов и анортозитов; последние на поверхности скал вырисовываются в виде замкнутых линз и различной формы жил.

Отчетливо выраженная полосчатость в габбро ориентирована почти в широтном или близком к нему направлении, с заметным падением на северо-восток под массив.

В габбро южной вершины отчетливо наблюдаются три системы трещин отдельности, а именно: 1) простирание СЗ 350°, падение вертикальное; 2) простирание широтное, падение вертикальное; 3) простирание СВ 45°, падение ЮВ, $\angle$ 78°.

Южный контакт габбро с вмещающими его породами непосредственно нигде не наблюдается, и границу распространения габбро здесь приходится устанавливать только по россыпям.

Западная вершина в целом также сложена среднезернистым роговообманковым габбро. Полосатые габбро чаще можно встретить среди россыпей западного склона, спускающихся почти до Б. Сосьвы.

Коренных выходов габбро ни по склону горы, ни в берегах р. Сосьвы не имеется, а потому здесь наблюдения пришлось делать только по россыпям. Только на верхней площадке вершины имеются коренные обнажения в виде останцев габбро, среди которых встречены все ранее упомянутые при описании главной вершины жильные породы и, кроме того, обнаружена жила перидотита, мощностью до 7 м, секущая среднезернистое габбро в широтном направлении. Перидотит имеет мелкозернистую структуру и покрыт буровато-красной коркой выветривания.

В отроге, идущем на запад от вершины, встречена жила пироксенита меридионального простирания, мощностью до 150 м.

Взаимоотношения встреченных здесь жил как между собою, так и с вмещающим их габбро, такие же, как и на ранее описанных вершинах Ялпинг-Нера.

Северная вершина гипсометрически ниже всех остальных вершин. Она не поднимается выше зоны лесной растительности, вследствие чего обнаженность на ней еще менее удовлетворительна. По западному склону этой вершины встречаются преимущественно полосатые габбро, а в центральной части и по восточному склону распространено среднезернистое роговообманковое габбро. Жильные породы те же, что и на других вершинах. У восточного подножья почти на всем его протяжении совместно с габбро встречаются куски плагиогранита. Западная граница габбро здесь устанавливается довольно точно по береговым обнажениям р. Б. Сосьвы, где отчетливо наблюдается контакт габбро с вмещающими метаморфическими сланцами.

На основании приведенных геологических наблюдений, характеризующих массив Ялпинг-Нер, можно сделать следующие выводы:

1. Жильные породы имеют наибольшее распространение в повышенных местах массива.

2. Жилы габбровых пегматитов, горнблендитов и анортозитов тесно ассоциируют друг с другом и составляют единый генетический комплекс.

3. Полосатая текстура в габбро выражена во всем массиве, но наибольшего развития она достигает в южной и западной частях последнего.

4. Атакситовые габбро приурочены к местам распространения жил габбровых пегматитов, горнблендитов и анортозитов.

В береговых скалах р. Луиоульи, начиная от ее устья вверх, обнажаются альбито-хлоритовые сланцы с хорошо выраженной плейчатой текстурой, у которых отчетливо можно наблюдать падение на ЮВ 100° , $\angle 65^\circ$.

В сланцах в двух местах проходят жилы амфиболита. Контакт сланцев с габбро отчетливо наблюдается в береговых скалах р. Б. Сосьвы, где хорошо выражено падение сланцев под массив габбро. То же падение в сланцах сохраняется и по р. Луиоулье. Выше по реке альбито-хлоритовые сланцы согласно подстилаются альбито-хлорито-слюдистыми сланцами.

Выше выступают тонкослоистые слюдисто-кварцевые сланцы с падением на СВ 85° , $\angle 65^\circ$, которые выше по реке согласно подстилаются углисто-кварцевыми сланцами.

По р. Котлия разрез в общих чертах повторяется. В первом обнажении от устья реки выступает мощный (50—60 м) слой амфиболита, под которым лежат слюдисто-кварцевые сланцы, имеющие крутое падение на восток. В конце обнажения сланцы прорваны жилою плагиоаплита меридионального простирания с падением на В под углом 45° .

Выше по реке слюдисто-кварцевые сланцы подстилаются слюдисто-хлоритовыми, эпидото-хлоритовыми и эпидото-хлоритокварцевыми сланцами, а последние сменяются слюдисто-кварцевыми сланцами, переходящими в слюдистые кварциты массивного сложения. Падение сланцев ЮВ 105° , $\angle 60^\circ$. Тот же разрез, с той же сменой пород наблюдается и в обнажениях р. Б. Сосьвы.

Маршруты по водораздельным увалам, находящимся между рр. Луиоульи и Котлией, в основных чертах дают ту же картину, что и береговые обнажения названных рек.

Таким образом, из приведенного видно, что к западу от габбро залегает толща зеленых метаморфических сланцев, имеющих падение в пределах СВ 80° — ЮВ 105° , $\angle 60$ — 75° . Контакт габбро с этой толщей проходит примерно по р. Б. Сосьве на участке, где она имеет меридиональное направление или вблизи от нее. Среди альбито-хлоритовых сланцев вблизи контакта залегают жилы амфиболита и плагиоаплита.

Породы восточной основной интрузии протягиваются узкой полосой до водораздела Нянь-Толья, прерываясь на широтах Манья и Нохар.

В береговых обнажениях р. Манья и Мезопатьи описываемая интрузия представлена плагиогранитами, кварцевыми диоритами и кварцевыми альбитофирами.

В восточной части интрузии залегают кварцевые альбитофиры, которые обнажаются в береговых скалах на всем протяжении меридионального течения р. Манья выше устья р. Мазопатьи. В обнажениях отчетливо наблюдается падение кварцевых альбитофиров на СВ 80° , $\angle 25^\circ$ под осадочно-туфогенную толщу верхнего силура. К западу от кварцевых альбитофиров обнажаются плагиограниты и кварцевые диориты. В контакте альбитофиров с плагиогранитами часто наблюдаются постепенные переходы от плагиогранита в альбитофир, что дает основание считать последний за краевую фацию плагиогранитов.

Скалы последних встречаются до самого устья р. Тосем-Тоу. Плагиограниты имеют крупнозернистую структуру и лейкократовый облик. В них наблюдаются отдельности:

I.	Простираение	ЮВ 120°, падение на СВ	∠ 40°
II.	»	ЮВ 120°;	» » ЮЗ ∠ 60°
III.	»	ЮВ 120°;	» СВ ∠ 40°
IV.	»	СВ 40°;	вертикальное.

К первой отдельности приурочены жилы спессартитов и диабазов, часто встречающихся в плагиограните.

К западу от плагиогранитов выше устья р. Тосем-Тоу обнажаются зеленые метаморфические сланцы, круто падающие под породы интрузии плагиогранита.

На р. Лопси-Я (непосредственно выше устья р. Хунтыньи) в значительном удалении от современного русла — в полуобрывистых обнажениях правого берега — выступают кварцевые альбитофиры. Они имеют массивное сложение и хорошо выраженную базальтическую отдельность. Выше по этому же берегу альбитофиры постепенно переходят в плагиогранит. По рч. Хунтынь-Я (в полукилометре выше ее устья), по правому берегу также обнажается кварцевый альбитофир, совершенно аналогичный вышеупомянутому. Обнажения плагиогранита по р. Лопсии встречаются примерно на протяжении 2 км. В устье рч. Хапмаурынь-Я они сменяются среднезернистыми роговообманковыми габбро.

Габбро на р. Хунтынье обнажается примерно в 15—18 км выше ее устья.

К северу от р. Лопсии в описываемой интрузии габбро отсутствуют и она представлена серпентинитами, плагиогранитами и кварцевыми альбитофирами. Взаимоотношения этих пород хорошо прослеживаются в обнажениях рр. Иоутыньи, Нясысь-Маньи и Нясысь.

В береговых скалах рр. Иоутыньи и Нясысь-Маньи к западу от границы пород осадочно-вулканогенной толщи верхнего силура обнажаются кварцевые альбитофиры массивного сложения, которые примерно через 200—300 м контактируют с среднезернистым лейкократовым плагиогранитом. Полоса плагиогранита тянется на протяжении до 500 м, западнее ее обнажается мощная интрузия серпентинитов.

Контакты серпентинитов с плагиогранитами неправильные и резкие. В серпентинитах часто наблюдаются жилы плагиогранита, отходящие в виде мелких апофиз от главной интрузии. Такие жилы хорошо видны из левого берегу Иоутыньи в восточной части обнажения серпентинитов.

Контакт плагиогранитов с кварцевыми альбитофирами не всегда выражен отчетливо, иногда между ними наблюдаются постепенные переходы.

Западнее серпентинитов обнажаются углисто-кварцитовые сланцы, принадлежащие к верхней свите метаморфических образований. Сланцы круто падают под серпентиниты на северо-восток под углом 60—70°.

В районе р. Нясысь взаимоотношения плагиогранитов с серпентинитами несколько усложняются, так как в промежутке между теми и другими появляется почти километровая полоса нормального и оливинового габбро.

На западе под серпентиниты падают зеленые метаморфические сланцы. На востоке плагиограниты и кварцевые альбитофиры перекрыты породами среднего палеозоя.

В южной части габбровой полосы р. Нясысь обнажается полоса метаморфических сланцев, отделяющая габбро от серпентинитов. Эта полоса имеет длину до 4 км и выклинивается в обоих направлениях, имея форму линзы, максимальная ширина которой достигает около 1 км. Такая же линзовидная полоса метаморфических сланцев проходит к востоку от кварцевых альбитофиров, обнажающихся по р. Нясысь. Несомненно, что обе линзовидные полосы сланцев разобщены друг от друга и от толщи метаморфических сланцев благодаря послойному характеру описанных нами глубинных пород.

В районе р. Тольи из пород, относимых нами к среднему палеозою, обнажаются только серпентиниты, все же остальные породы этого возра-

ста перекрыты мезозойскими осадками. В обнажениях притоков рр. Я-ны-Маньи, Мань-Манья и Хомась удается наблюдать как габбро, так и плагиограниты. Габбро слагают западную часть интрузии, плагиограниты — восточную. Под габбро на западе падают метаморфические сланцы, плагиограниты же на востоке перекрываются мезозойскими отложениями.

В районе Ляпинского Урала восточная интрузия основных пород безусловно является продолжением аналогичных интрузий Сосьвинского района.

Геологическое положение этой интрузии характеризуется пластообразной формой залегания при общей вытянутости с юго-запада на северо-восток согласно простирацию вмещающих пород. В южной части района (по рр. Щёкурья и Полье) ширина этой полосы интрузивных пород достигает 8—9 км. К северу она значительно сужается, а в районе водораздела рр. Народа-Тохля полностью перекрыта четвертичными образованиями. С запада под породы интрузии падают метаморфические породы нижнего силура — углисто-кварцитовые сланцы; на востоке они перекрыты эффузивами нижней свиты среднего палеозоя.

В южной половине интрузии на широтах рр. Щёкурья—Народа взаимоотношения пород рисуются в следующем виде. В западной части глубинных пород узкой полосой протягиваются перидотиты, пироксениты и происшедшие из них серпентиниты. Восточнее их идут в виде широкой полосы роговообманковые габбро, являющиеся преобладающими среди остальных пород интрузии. В самой восточной части (в районе р. Польи) выходят на поверхность кварцевые диориты и плагиограниты в виде вытянутого по простирацию пород эллипса. Кроме того, кварцевые диориты обнажаются в центре массива габбро в левом увале р. Польи.

В северной половине района (к северу от р. Хальмер-Ю) преобладающей породой интрузии являются серпентиниты, которые слагают всю ее западную половину. Породы группы габбро, кварцевые диориты и плагиограниты занимают подчиненное положение. Они обнажаются к востоку от серпентинитов на широте р. Б. Нядокота.

Еще один небольшой массив основных пород расположен к востоку от главной интрузии в районе р. Нядокота на площади около 12—16 км². В центре массива залегают серпентиниты, по периферии — габбро, юго-восточная же окраина сложена плагиогранитами.

Вмещающими породами для северной половины интрузии служат осадочно-эффузивные породы силуро-девонского возраста, с которыми серпентиниты образуют интрузивный контакт, что особенно отчетливо видно на левобережном увале р. Карныш-Йоуль. То же наблюдается и по р. Б. Нядокота. Интересно отметить, что в обнажении р. Б. Хаса-я (ниже ручья Пальник-Шор) среди серпентинитов были встречены ксенолиты известняков до 1,5 м в диаметре, содержащие среднедевонскую фауну. Известняки в ксенолитах светлосерого цвета, сильно перекристаллизованы. В них собрана фауна: *Pachypora* sp., *Amhypora* sp., *A. cf. ramosa* Phill., *A. ramosa* Phill.

Перечисленная фауна не дает точного определения возраста. Однако в нашем районе фауна этого типа распространена только в среднем девоне и в низах верхнего.

По левому берегу р. Тыкатлова основные и ультраосновные породы слагают небольшой увал, в западной части которого обнажаются серпентиниты, а в восточной — габбро. Кроме того, небольшое пятно габбро находится среди серпентинитов в центре массива, а серпентиниты в свою очередь линзовидно залегают по восточной окраине габбро.

Как уже отмечалось выше, в строении описываемой интрузии принимают участие перидотиты, пироксениты, серпентиниты, габбро-диориты, плагиограниты, кварцевые альбитофиры и серия жильных пород, генетически связанных с интрузией.

Перидотиты и пироксениты залегают в виде небольших жилообраз-

ных тел по западной окраине габбровых массивов Ялпинг-Нера, Лопсии и Сяткар-Соут, а серпентиниты образуют огромные пластообразные залежи, вытянутые согласно с простиранием вмещающих пород. Там, где интрузия слагается породами габбро, серпентиниты встречаются редко и, наоборот, где габбро отсутствуют или имеют небольшое распространение, серпентиниты образуют большие тела. Так, в районе габбровых массивов: Ялпинг-Нер, Лопсии и Щокурьи серпентиниты совсем отсутствуют или встречаются в виде мелких тел. Чаще здесь встречаются перидотиты и пироксениты.

Габбро представлено тремя разновидностями — оливиновым, нормальным и роговообманковым. Роговообманковое габбро слагает самые большие массивы района: Ялпинг-Нер, Хомась и Щокурьи. Среди названных массивов нормальное габбро встречается редко (только по западной окраине их), а оливиновое — совершенно отсутствует.

Оливиновые габбро слагают небольшие массивы Лопсии, Сяткар-Соут и Нядокота, т. е. приурочены к зоне максимального развития серпентинитов.

Плагииграниты узкой полосой протягиваются через весь Сосьвинский район по восточной окраине интрузии, в виде нескольких, различных по величине интрузивных тел. На контакте между плагиигранитами и габбро между этими породами часто наблюдается постепенный переход через кварцевые диориты, и, реже, через диориты (Ялпинг-Нер). Наоборот, контакт серпентинитов с плагиигранитами всегда отчетливый, причем последние часто образуют сеть мелких жил в серпентинитах приконтактной зоны. Кварцевые альбитофиры, так же как и плагииграниты, образуют узкую полосу в самой восточной окраине интрузивных пород. Довольно часто они постепенно переходят в плагииграниты, однако нередко встречаются и резкие контакты с последними. Так, по р. Йоутынье и Маньи отчетливо видны интрузивные контакты кварцевых альбитофиров с плагиигранитами.

Диориты и кварцевые диориты встречаются очень редко, особенно первые. Они обычно являются переходным звеном от роговообманковых габбро к плагииграниту. Жильные породы имеют довольно широкое распространение в районах развития габбро. В массиве Ялпинг-Нер и Щокурьи довольно широко распространены жилы роговообманковых габбро-пегматитов, анортозитов, горнблендитов, диабазов и одинитов. Все эти жилы обладают небольшой мощностью и линейно-вытянутой формой залегания (их характер распространения и генезис будет разобран в главе, посвященной петрологии).

Из краткого обзора наших наблюдений, относящихся к интрузиям района, и на основании закономерностей в распределении горных пород, слагающих интрузию, можно сделать следующие выводы.

1. Все перечисленные породы: перидотиты, пироксениты, серпентиниты, габбро, диориты, кварцевые диориты, плагииграниты, кварцевые альбитофиры и группа названных выше жильных пород, представляют единую серию генетически связанных друг с другом пород, образовавшихся в результате сложной дифференциации одного магматического очага в течение, вероятно, длительного промежутка времени.

2. Внедрение магматических масс происходило, главным образом, по контакту уже метаморфизованных (к тому времени) образований нижнего палеозоя с почти неизменными осадочно-эффузивными породами среднего палеозоя. Частично интрузивные массы устремлялись в сторону от этого контакта, интродуруя местами целиком в среднепалеозойскую толщу. Так, в районе Денежкина Камня или в районе р. Нясыс метаморфические сланцы залегают к востоку от интрузии, а в районе р. Б. Нядокота небольшой массив основных пород полностью залегает среди пород среднего и верхнего девона.

3. Форма интрузий, повидимому, ближе всего соответствует крупным пластообразным залежам, вытянутым согласно с общим простиранием

пород нижнего и среднего палеозоя. Эти пластообразные тела, совершенно естественно, варьируют в своих размерах в самых широких пределах, что зависело от ряда причин и прежде всего от объема магматических масс и от тех геологических структур, которые превалировали в период интрузий и, безусловно, оказывали решающее влияние как на форму, так и на размеры интрузий.

Наиболее значительные интрузивные массивы, повидимому, соответствуют местам максимальной мощности пластообразной интрузии (Ялпинг-Нер, Шёкуръя) и, наоборот, небольшие массивы отвечают минимальной мощности их.

4. Распределение горных пород в массивах обусловлено, главным образом, явлениями гравитационной и кристаллизационной дифференциации. Схематически этот процесс представляется в следующем виде. В нижней части интрузии скопились массы с максимальным удельным весом. Таковы перечисленные выше ультраосновные породы. Промежуточное, срединное положение по вертикали занимают габбро, в расположении которых опять-таки существует определенная закономерность: оливиновые и нормальные габбро слагают более глубокие горизонты интрузии, а роговообманковые — более высокие. Диориты, кварцевые диориты, плагиограниты и кварцевые альбитофиры как наиболее легкие породы находятся в верхней части интрузии.

5. Механизм внедрения пород названной интрузии нам представляется в следующем виде. Процесс магматической дифференциации в основных чертах закончился раньше начала интрузии, в период спокойного состояния магматического очага. При первом нажиме вышележащих толщ синклинали, вызванном огромным варисским орогенетическим движением, магматические массы устремились в западном направлении в наиболее ослабленную зону — зону контакта глубоко различных по физическому состоянию толщ среднего и нижнего палеозоя. Первыми внедрялись породы с большим удельным весом: перидотиты, пироксениты; однако они не достигали в своем движении больших высот в силу своей тяжести. За ними следовали внедрения пород группы габбро, достигавших более высоких горизонтов. Последняя фаза внедрения была представлена более кислыми дифференциатами интрузии: диоритами и плагиогранитами, занявшими самые восточные окраины интрузии, благодаря их поверхностному положению в магматическом очаге. Кварцевые альбитофиры тесно ассоциируют с плагиогранитами и представляют, повидимому, их краевую поверхностную фацию, застывшую несколько ранее плагиогранитов.

6. Жильные породы: роговообманковые габбро-пегматиты, анартозиты, горнблендиты, диабазы, диабазовые порфиристы, микродиориты, одиниты, спессартиты и платиоаплиты представляют собой продукт дифференциации магм после их внедрения, что подтверждается приуроченностью отдельных жильных пород к определенным типам глубинных пород.

3. МЕЗОЗОЙ

К востоку от среднепалеозойских пород в береговых обрывах рек района обнажаются рыхлые мезозойские отложения. На геологической карте они оконтуриваются в виде узкой полосы в южной части района и в виде неправильных пятен на севере.

На юге (в районе р. Сосьвы и Лопси-Я) мезозойские отложения прикрывают известняки и оливиновые диабазы нижнекаменноугольного возраста. На севере под мезозойскими осадками скрыт весь комплекс среднепалеозойских пород (фиг. 18).

В рельефе эти отложения выражены небольшой возвышенностью, образующей довольно крутой уступ в сторону Западносибирской низменности.

На водоразделах рек мезозой не обнажается, и поэтому на геологи-

ческой карте он выделен по береговым обнажениям и по геоморфологическим признакам. Восточная граница мезозойских отложений прослеживается довольно точно по упомянутому выше уступу.

Вне этой полосы мезозойские отложения встречены в виде небольших островов в районе Ляпинского Урала — в северной части исследованного района.

Самые нижние горизонты мезозойских отложений нашего района обнажаются на р. Лопси, где разрез их следующий (снизу вверх):

1. В основании серый тонкий кварцевый песок с примесью глинистого материала, мощность 0.65 м.

2. Пласт бурого, сильно трещиноватого угля, прослеженного горными выработками по простиранию до 20 м; мощность от 0.50 до 0.75 м.



Фиг. 18. Меловые отложения р. Сев. Сосьвы

3. Чистый белый кварцевый песок, с небольшими линзами в нем хорошо окатанной мелкой кварцевой гальки и линзочками бурого угля; мощность 1 м.

4. Плотная черно-бурая тонкоиллистая глина; мощность до 10 м. Этот слой переполнен мелкой ракушей *Pseudomonotis* sp.

5. Зеленовато-серая глина, содержащая большое количество песчано-известково-глинистых конкреций караваяеобразной формы. Эти конкреции, достигающие 1 м в диаметре, обычно заключают фауну белемнитов, аммонитов и пластинчатожаберных: *Thracia* cf. *incerta* Desh., *Ostrea deltoidea* Sow., *O. aff. explanata* Goldf., *Rasenia* cf. *uralensis* d'Orb., *Ringsteadia* nov. sp. (Bodyl), *Pachyteuthis abbreviata* Mill., *P. brevixis* Pavl., *P. explanata* Phil., *P. explanatoides* Pavl., *P. cf. ingens* Krimholz, *P. kirghisensis* d'Orb., *P. aff. magnificus* d'Orb., *P. mosquensis* Pavl., *P. panderi* d'Orb., *P. troslizyanus* d'Orb., *Cylindros teuthis* cf. *porrecta* Phil., *Dicranodonta* cf. *pectunculoides* Trautsch., характеризующую нижнекемериджский возраст; мощность до 30 м.

Отдельные экземпляры аммонитов достигают весьма крупных размеров. Несколько таких экземпляров автором переданы в Уральский геологический музей и в музей Ленинградского горного института.

На ряду с фауной аммонитов и белемнитов конкреции содержат фауну пластинчатожаберных.

6. Белые кварцевые пески видимой мощности до 8 м. На этом геологический разрез мезозойских отложений по р. Лопсии заканчивается.

Продолжением разреза вверх являются мезозойские отложения, вскрытые р. Сосьвой.

1. Темная зеленовато-серая глина, содержащая фауну белемнитов *Pachyteu this* sp.), пластинчатожаберных и неопределимые обломки аммонитов, по видимому, соответствующих аммонитам из обнажения по р. Лопсии.

2. После незначительного перерыва обнажается темный зеленовато-серый глауконитовый песчаник, содержащий фауну: *Polyptychites aff. Kegserlingi* Nauth Unl, *Pecten (Entolium) nummularis* d'Orb., *Modiola strajskiona* d'Orb., *Pinna* sp. нижнего мела (низы валанжина) и, может быть, верхневолжского яруса; мощность до 8 м.

3. Темносерый глинистый песчаник, содержащий в верхних слоях куски обуглившейся древесины; мощность от 18 до 20 м.

4. Светложелтый, местами бурый, слабо сцементированный песчаник с примесью глинистого материала; мощность 18 м.

5. Хорошо отсортированные бурые кварцевые пески; мощность 2 м.

6. Песчанистая тонкослоистая глина; мощность 2 м.

7. Тонкий (0.15—0.30 м) слой бурого угля, который перекрыт тонкослойной пачкой темных и светлых глин с тонкими прослойками и линзами в них кварцевого песка; общая мощность пачки 1.5—2 м.

8. Белые хорошо отсортированные кварцевые пески; мощность 17 м.

9. Плотная серая тонкослоистая глина; мощность 9 м.

10. Темносерая опоконидная отвердевшая глина, содержащая фауну бакулитов и скафитов: *Lucina* sp., *Exogyra* sp., *Modiola* sp., *Deutalium* sp., *Baculites* cf. *obtusus* Меск., *Scaphites cuvieri* Mart. верхнемелового возраста (нижняя часть кампанского яруса).

Все перечисленные слои имеют слабый наклон к востоку под углом от 2 до 8°, по всей вероятности, обусловленный наклоном палеозойского основания, на котором отлагались мезозойские осадки.

Выше меловые отложения перекрыты двухметровым слоем флювиогляциальных отложений.

Мезозойские отложения северной части района Сосьвинского Урала в основном представлены верхнеюрскими отложениями, на которых в основе небольших островов залегают слои нижнего валанжина.

По р. Толье наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

1. Пласт бурого угля; уголь черного цвета; матовый; сильно трещиноватый; видимая мощность 4.5 м.

2. Песчанистая черновато-желтая глина; мощность 0.5 м.

3. Тонкая прослойка кварцевой гальки с примесью песчанистого материала, сцементированная гидратами окислов железа, придающими породе грязножелтый цвет; мощность до 0.10 м.

4. Буровато-серая тонкослоистая глина; мощность 1.5 м.

5. Темная глина с прослойками более светлой глины. Этот слой содержит фауну: *Cardioceras ovale* Quensted Solf., *Pachyteuthis explanatus* Phil., *Pachyteuthis ingens* Grimb., мощность до 35 м.

6. Глинистые песчаники темнозеленого цвета с зернами глауконита. Песчаник содержит плохо сохранившуюся фауну, на которой определена лишь форма *Tollia sposkensis* Nisi, характеризующая нижнемеловой возраст.

По р. Яны-Манье юрские отложения представлены темносерыми, слегка зеленоватыми глинами с аммонитами, аналогичными вышеописанным (мощностью до 30 м) со следующей фауной: *Rasenia uralensis* d'Orb., *Ringsteddia* aff. *merstonensis* Solf., var. nov., *Pictionia cymodoce* d'Orb. var. *evoluta* Torn.

Эта пачка перекрыта глинистым песчаником темнозеленого цвета

с зернышками глауконита, повидимому, соответствующим нижнемеловым слоям р. Тольи.

В районе Ляпинского Урала на участке от р. Хальмер-Ю (Тохлая) на юге и по р. Тыкатлова (Ить-Я) на севере коренные выходы мезозойских отложений были обнаружены в трех пунктах. Мезозой, представленный верхнеюрскими остатками, развит в пределах слабо всхолмленной, почти равнинной местности, прилегающей к увалам восточного склона Уральского хребта. Крайний северный участок распространения верхнеюрских отложений расположен по р. Хулге (Ляпина) между рр. Болбан-Ю и Дзеля-Ю. Второй участок расположен по той же реке — в районе низовьев р. Нерка-Ю. Наконец, самый южный участок находится по р. Хальмер-Ю (Тохлая) ниже устья р. Карныш-Июль.

По обоим берегам Хулги (Ляпин) от низовьев р. Дзеля-Ю до устья Болбан-Ю имеются выходы серых сланцеватых, обычно пиритизированных глин, среди которых встречаются конкреции мергелей и сидерита с фауной, по определению В. И. Бодылевского, относящейся к нижнему кимериджу.

Таким образом, все особенности мезозойских отложений описываемого района, повидимому, характеризуют непостоянство береговой линии мезозойского бассейна, которая по всей вероятности в отдельные периоды значительно отодвигалась к западу в направлении к Уральскому хребту. Если же небольшие островки юрских отложений в районе верхнего течения р. Нохор и среднего течения р. Иоутыньи считать находящимися *in situ*, то нужно признать изменение береговой полосы весьма значительным. Факт нахождения мезозойских слоев всюду на Северном Урале в первоначальном их залегании говорит об отсутствии каких-либо постварисских тектонических движений за все последнее время в районе восточных предгорий Урала.

Выдвигаемое Д. И. Иловайским предположение о наличии сбросов в полосе юрских отложений нашими данными не подтверждается.

Редко наблюдающаяся мелкая складчатость среди глин описанной толщи объясняется исключительно явлениями местного характера, главным образом, оползнями в прибрежной полосе.

4. ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Четвертичные отложения прикрывают плащом неодинаковой мощности всю площадь Северососьвинского Урала. В высокогорной части района распространены элювиальные россыпи. Долины рек выстланы мощным слоем аллювия, и водоразделы между ними покрыты ледниковыми и современными озерно-болотными образованиями.

Элювиальные россыпи покрывают значительным слоем вершины гор; склоны гор опоясываются широким бордюром элювиально-делювиальных россыпей. Форма и величина обломков здесь всецело зависит от характера материнских пород. Так, например, граниты, габбро и другие глубинные породы обычно в элювии распадаются на крупные глыбы; филлиты и слюдяные сланцы дают мелкощебенчатый материал. В распределении обломков по их крупности наблюдается следующая зависимость от рельефа.

Вершины гор, сложенные глубинными породами, обычно покрыты крупноглыбовой россыпью. В пониженных местах здесь скапливается материал более мелкий, а в намечающиеся речные долины обычно сносится мелкая щебенка этих пород. В верхней части склона, в зависимости от его крутизны, задерживается более мелкий материал, а у подножья горы концентрируются крупные глыбы. В нижних горизонтах россыпи залегают слои более мелкого чистого материала.

Вершины гор, сложенные метаморфическими сланцами, обычно покрыты слоем элювиальных образований, состоящих из более мелкого

материала. Такие вершины имеют гладкую поверхность. В вертикальном сечении в основании россыпи залегают крупные глыбы, пространство между которыми заполнено мелкими обломками и щебнем пород, средние горизонты обычно сложены глыбами средних размеров, плотно соприкасающимися друг с другом, наконец, верхняя часть россыпи состоит из обломков средней величины, промежутки между которыми заполнены мелким щебнем и глинистым материалом. Часто на таких вершинах можно наблюдать развитие полигональных почв, обусловленных своеобразным характером морозного выветривания.

Россыпи склонов и подножий гор часто образуют «потоки» или «каменные реки». Более мелкий материал и почвы образуют ступенчатые или балконовидные потоки. Движение россыпи по склону, происходящее под влиянием силы тяжести, всецело подчинено направлению и крутизне склона. Кроме того, скорость движения зависит от наличия мелкого глинистого материала, залегающего в основании россыпи, и количества влаги, смачивающей этот материал. Этим объясняется приуроченность выступов россыпи к долинам ручьев.

Растительный покров в зоне распространения россыпей весьма скуден. На вершинах гор встречаются: лишайник, мох и, в редких случаях, карликовая березка. На склонах гор в местах намечающихся долин, где почвообразовательные процессы благодаря наличию влаги идут значительно быстрее, растительный покров более богатый.

Петрографический состав россыпей обычно соответствует породам, слагающим данную местность. Однако часто наблюдаются валуны чуждых пород. Так, на вершине и на юго-восточном склоне Пас-Нера, имеющего отметку около 900 м, встречены хорошо окатанные валуны диабазов и плагиогранитов. В районе гранитного массива Мань-Хамбо были встречены валуны габбро. Нужно отметить, что в обоих случаях встреченные породы в коренном залегании наблюдаются значительно восточнее. Мощность россыпи колеблется в больших пределах: от нескольких сантиметров на крутых склонах гор до 2—3 м у подножья гор. На вершине гор она составляет от 2 до 3 м.

В верховьях реки обычно имеют быстрое течение и широкую долину с пологими склонами. Аллювиальные отложения в этой части характеризуются наличием в них, наряду с галькой и песком, большого количества крупных валунов пород центральной части Урала. Разрез этих отложений, судя по тем редким шурфам, которые нам удавалось пробивать (р. Иоутынь-Я), следующий.

1. В основании россыпи лежит слой мелкого песка, местами с примесью глины; мощность слоя непостоянна (до 0.5 м).

2. Гравий и песок с большим количеством валунов. Среди этого слоя часто попадаются песчано-глинистые прослойки.

3. Глинистые пески, также содержащие большое количество валунов.

Наряду с речными отложениями мы часто встречаем в небольших обнажениях по берегам рек менее отсортированные отложения, образовавшиеся, повидимому, в результате перемыва морены талыми водами.

Как уже указывалось выше, Приполярный район, повидимому, подвергался двукратному оледенению. Признаки ледниковых отложений были встречены по р. Хунтынь, Лопсии, Иоутынь и Воль-Я и по всем рекам Ляпинского Урала. По р. Хунтынь морена обнажается в 5—6 км выше ее устья. В отложениях морены были констатированы диабазы, туфогенные песчаники и песчанисто-карбонатные конкреции с юрской фауной. По р. Иоутынь морена была обнаружена в самом верховье. Состав валунов: диабазы, плагиограниты, кварцевые альбитофиры и конкреции с юрскими аммонитами. Небольшие отдельные валуны плагиогранита, туфогенного песчаника и диабазы были встречены на южном склоне Пас-Нера, в районе Мань-Хамбо, на горах Ярота и Народа и в ряде других мест примерно на высоте 600—700 м. Из геологического

описания видно, что упомянутые породы в коренном залегании находятся значительно восточнее, в районе же нахождения валунов они



Фиг. 19. Обнажение морены по р. Народа ниже устья рч. Саран Шор

неизвестны. Из этого можно заключить, что валуны этих пород были принесены ледником с востока (фиг. 19 и 20).



Фиг. 20. Обнажение морены по р. Народа

Кроме описанных ледниковых отложений, в районе увальной полосы встречается морена, которая по составу валунов коренным образом отличается от первой. В районе рч. Хунтыньи в ее левом увале обнажена

морена, залегающая несомненно выше первой; петрографический состав валунов в ней полностью соответствует составу пород центральной части Урала. Такая морена встречается в районах рр. Луноульи, Няись-Маньи (восточнее Нер-Ойки), по рр. Волге и всем рекам Ляпинского Урала. Повидимому, эта морена соответствует более позднему оледенению, когда ледники, судя по составу валунов, двигались с Урала на восток, в то время, как более ранние ледники двигались с северо-востока на юго-запад.

III. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА КРАЯ

Все геологические формации, принимающие участие в строении района, интенсивно дислоцированы. Они образуют складчатую структуру, осложненную местами нарушениями дизъюнктивного характера.

Общая тектоническая структура области и тем более детали этой структуры могут быть восстановлены с тем большей достоверностью, чем больше степень изученности и ясность стратиграфических взаимоотношений пород, в частности, детальность самой стратиграфической колонки. С другой стороны, мы видели, что огромная часть района сложена метаморфическими, обычно немymi породами, стратиграфическое изучение которых сопряжено с большими трудностями и требует специальной методики, причем стратиграфия их в некоторой мере носит условный характер.

Так, например, самое выяснение возрастных отношений между отдельными толщами нередко зависит от степени изученности характера тектоники или, другими словами, упирается в задачу предварительной расшифровки структуры. Таким образом, при изучении метаморфической серии выявляется постоянная взаимозависимость стратиграфического и тектонического анализов.

Нужно также иметь в виду, что предпринятое нами для Ляпинского района сравнительное дробное расчленение метаморфической серии представляет в этом отношении для Северного и тем более Полярного Урала первую попытку; поэтому предложенная здесь стратиграфия метаморфической серии, лежащая в основе и некоторых тектонических построений, в процессе последующих исследований будет несомненно корректироваться. Стратиграфия среднепалеозойских отложений для исследованного района устанавливалась также заново.

Общую картину тектонической структуры Ляпинского Урала дает уже беглое изучение геологической карты и геологических разрезов, составленных на основании этой карты; распространение же и взаимоотношения отдельных стратиграфических комплексов, показанные на той же карте, определяют конкретные структурные формы. Как видно из стратиграфического очерка, метаморфические породы, имеющие абсолютно преобладающее развитие в районе, отвечают самой нижней части общего стратиграфического разреза Урала. Другими словами, эти метаморфические образования, развитые в центральной зоне Урала, представляются наиболее древними как относительно осадочного комплекса западного склона, охватывающего промежуток времени от нижнего силура до перми, так и по отношению к осадочно-вулканогенному комплексу восточного склона Урала, принадлежащего силуру и девону (от S_2 до C_1 включительно). Следовательно, вся область развития метаморфических пород в системе современного Урала в нашем районе представляется в виде осевой антиклинальной зоны, вскрывающей наиболее древние образования (ядро антиклинория). Антиклинальное строение центральной полосы, как увидим, подтверждается и структурными данными внутри этой области. Сама по себе центральная зона, как это показывают наши исследования, представляет необычайно разнообразную

и сложную картину тектоники, являясь интересным объектом для изучения.

Как неоднократно упоминалось, изученный район более чем на две трети сложен метаморфическими образованиями (в основном нижнепалеозойского возраста); и лишь на востоке в виде сравнительно узкой полосы (5—25 км) распространены нормальные осадочные и магматические породы среднего палеозоя.

Эти две группы пород, равно как и образованные ими тектонические структуры, имеют существенно различную историю своего формирования. В самом деле, и степень динамометаморфизма, в частности расщепление и катаклиз, и общий характер структурных форм тех и других совершенно различны. Если с этим сопоставить тот факт, что на большом протяжении в пределах района контакт нижнепалеозойских и среднепалеозойских отложений не согласный, то неизбежно возникает представление о наличии двух самостоятельных тектонических зон: широкой нижнепалеозойской (центральной) зоны и сравнительно узкой среднепалеозойской (восточной) зоны. Эти зоны (с их своеобразными чертами строения) выделяются и описываются нами раздельно, с последующим установлением их взаимосвязи. Кроме того, на крайнем востоке района выделяется третья зона — зона развития мезозойских и четвертичных отложений, — характеризующаяся горизонтальным залеганием пластов.

Обратимся к рассмотрению общей тектонической структуры зоны метаморфических сланцев.

Основные черты тектоники в области развития метаморфических пород определяются складчатостью; дизъюнктивные дислокации имеют здесь подчиненное значение и, во всяком случае, несомненных признаков проявления подобных нарушений в значительном масштабе обнаружено не было.

Исключением является крупная тектоническая линия, проходящая на границе нижнего и среднего палеозоя. Кроме того, не исключена возможность наличия тектонического контакта между р. Мань-Хобе-Ю и р. Манья, где между I и III свитами, II конгломератно-кварцитовая свита отсутствует.

Непосредственно к югу и частично к северу от этого участка (вдоль упомянутой границы) всюду выходят граниты, образующие довольно мощную пластовую интрузию, к которой местами примыкают узкие полосы кварцитов II свиты (правый приток р. Парнук, восточный склон горы Городкова, западный склон горы Сале-Урне-Хум, восточный склон хребта в вершине р. Няртцо-Ю). Выдержанный пластовой характер этой интрузии и строгая приуроченность ее к указанной линии (границе) возможно свидетельствует о наличии здесь разрыва.

В свою очередь, почти повсеместное присутствие в этой зоне гранитов (между свитами I и III) маскирует стратиграфическое соотношение толщ и тем самым затемняет характер рассматриваемой границы.

Ввиду неясности характера этой границы линию разрыва на геологической карте в этом участке мы не показываем, однако, как сказано, все же допускаем наличие здесь надвига.

О наличии в нашем районе дислокаций в виде надвигов говорит, во-первых, региональное развитие их на Урале вообще, и, во-вторых, наличие в нашем районе изоклинальных и опрокинутых на запад складок (на западном склоне); подобные складки, вообще, а на Урале в частности, как правило, сопровождаются разрывами опрокинутых крыльев с надвижением на них противоположных крыльев.

Что касается мелких разрывов (надвигов с амплитудой в 3—5 м или в один-два десятка метров), сопровождающих мелкую складчатость, то они встречаются довольно часто и устанавливаются сравнительно легко, нередко в пределах одного обнажения. Эти мелкие надвиги тесно связаны со складками волочения.

Пликативные дислокации в породах метаморфического комплекса проявляются повсеместно и имеют сложный характер. Нередко встречается вертикальное падение пластов и почти повсеместно можно встретить их опрокинутое положение. Преобладающее простирание пород и складок северо-восточное $35-40^\circ$.

О присутствии опрокинутых складок свидетельствует ряд данных: во-первых, очень часто в разрезах наблюдается соотношение пород обратное стратиграфическому, т. е. более древние толщи залегают на более молодых; во-вторых, обычно непосредственно в обнажениях можно наблюдать опрокидывание мелких складок к востоку или к западу в зависимости от местоположения этих складок в общей структуре района; в-третьих, во всех участках, характеризующихся моноклинальным залеганием пластов, плоскости кливажа всегда имеют однообразное падение, определяя наклонное положение и направление падения осевых поверхностей складок.

Другой характерной особенностью складчатости нашего района является волнистость ее по простиранию, т. е. чередование участков воздымания и погружения шарниров складок. Благодаря этому нередко наблюдаются значительные отклонения от общего северо-восточного простирания пород, до широтного простирания включительно, отвечающего круто погружающимся участкам складчатой структуры. С другой стороны, этой же волнистостью осей складок объясняется и наличие замкнутых и полужамкнутых контуров, выявляющихся на геологической карте.

Опрокинутость и изоклинальный характер складчатости затрудняют общее изучение структуры и, в особенности, установление и расшифровку строения отдельных складок. В этих случаях только знание стратиграфического разреза дает возможность выяснить тип структуры, и лишь в немногих местах, где наблюдаются крутые погружения шарниров складок, последние определяются непосредственно по залеганию пород; в этих участках устанавливается и истинное стратиграфическое взаимоотношение толщ.

Изучение структуры района позволило установить несколько весьма крупных антиклинальных и синклиналиных складок и значительно большее количество менее крупных. На них накладывается серия мелких и мельчайших складок, выделение которых при данном масштабе исследований (1 : 200 000) невозможно.

Интересно отметить сильную сдавленность, сжатость синклиналиных складок, вследствие чего они представляются в виде относительно узких зон, зажатых между более широкими антиклинальными поднятиями.

Дальнейшее описание отдельных структур мы будем вести в последовательности с запада на восток и от более крупных, главных складок к более мелким второстепенным.

По линии разреза DE р. Вангур — р. Хобе-Ю пространственные соотношения толщ и условия залегания пород определяют в западной части веерообразную антиклинальную структуру с осью, проходящей примерно по водоразделу.

К востоку от водораздельной области до самого района развития среднего палеозоя среди метаморфических пород наблюдается общая последовательность толщ от более древних к более молодым; это определяет восточное крыло структуры и свидетельствует об ее огромной амплитуде.

К западу от водораздела мы наблюдаем такую же последовательность пород, но в обратном направлении, чем определяется западное крыло этой же структуры; однако исследованиями охвачена только небольшая часть западного крыла, а остальная часть его располагается за пределами западной границы района.

На всем протяжении от водораздела к востоку (до области развития свиты VI) наблюдается более или менее однообразное падение пластов к северо-западу $300\text{--}320^\circ$, с углами падения от 85 до 40° , причем наиболее крутые падения (до вертикального включительно) встречаются в осевой части структуры.

При указанной выше последовательности толщ в восточном направлении такое залегание пород в общем дает картину налегания древних горизонтов на относительно более молодые, т. е. свидетельствует об опрокинутости восточного крыла антиклинория к востоко-юго-востоку. За это говорит, во-первых, однообразное падение кливажа к северо-западу (углы падения его в среднем $50\text{--}55^\circ$) и, во-вторых, отчетливо наблюдающаяся опрокинутость мелких складок (складок волочения) в направлении к востоко-юго-востоку.

Иная картина наблюдается в западном крыле антиклинория.

В осевой зоне, совпадающей на юге с водоразделом, наблюдается преимущественно вертикальное падение пластов с простиранием СВ $30\text{--}35^\circ$, но уже непосредственно к западу от нее оно сменяется сначала крутым (угол до 80°), затем более пологим (углы $40\text{--}50^\circ$) падением к востоко-юго-востоку по азимуту $120\text{--}130^\circ$; соответственно изменяется и направление падения кливажа. Это восточное-юго-восточное падение слоев господствует всюду вплоть до западной границы района, а также и за пределами последнего.

В то же время в этой западной полосе в направлении к западу намечается последовательность залегания от наиболее низких к относительно более высоким стратиграфическим горизонтам. Таким образом, в этом районе западное крыло антиклинория опрокинута к западо-северо-западу. В том же направлении опрокинуты здесь и мелкие складки. Опрокинутость складок к западу на западном склоне Приполярного Урала установлена также Т. А. Добролюбовой и Е. Д. Сошкиной (1935) для соседнего района (лист 123 десятиверстной геологической карты Европейской части Союза).

Для определения характера рассматриваемой структуры важно также иметь в виду упомянутое выше увеличение крутизны падения слоев (до вертикального включительно) по мере приближения ее к осевой зоне. Это дает картину веерообразного залегания толщ. Вместе с тем, возрастание углов падения пластов в направлении к оси складки, как известно, характерно для антиклинальной структуры вообще.

Все изложенное говорит за то, что в западной части исследованного района или в центральной полосе Урала вырисовывается необычайно крупная веерообразная антиклинальная структура, осложненная в крыльях менее крупными складками, притом опрокинутая таким образом, что осевые плоскости складок расходятся кверху, что соответствует нормальному антиклинорию.

Этот антиклинорий представляет главную структурную форму Ляпинского района. Установленная антиклинальная структура прослеживается от южной границы района до верховья р. Манарага; здесь широкая полоса свиты I нашего разреза ($Pt_2 - Cm_1$), отвечающая внутренней части структуры, упирается в широкое поле горизонтов, которые, несомненно, составляют ядро того же антиклинория.

Максимальной ширины эта зона достигает почти точно в середине района, где наблюдается воздымание шарнира структуры. Наоборот, в направлении к северу замечается несомненное погружение структуры, что, в частности, иллюстрируется сближением залегающих в крыльях антиклинория кварцитов западной полосы правобережья р. Лимбеко-Ю и узкой полосы левобережья р. Болбан-Ю. Обе эти полосы кварцитов где-то на водоразделе рр. Правый Лимбеко-Ю и Болбан-Ю должны бы сойтись, но фактически это пока прослежено не было.

К описанной антиклинальной зоне, кроме полосы гранитов хребта

Малды, приурочены и другие наиболее мощные в районе интрузии. Так, в средней части района, где антиклинальная зона вследствие воздымания шарнира достигает наибольшей ширины, в водораздельной области рр. Парнук и Хобе-Ю расположен массив диоритов; в отличие от большинства интрузивных тел, сильно вытянутых в северо-северо-восточном направлении, этот массив имеет раздутую в ширину форму. Далее к югу к осевой части этой зоны приурочена вытянутая почти в меридиональном направлении интрузия гранитов западной полосы в районе р. Патока (горы Нер-Ойка); несколько восточнее в пределах этой же зоны расположена также почти меридионально вытянутая полоса гранитов (гг. Городкова и Сале-урне-Хум). К той же зоне в западной части приурочен небольшой массив гранитов в верховьях р. Вангур.

Описанный антиклинорий почти в центральной части осложнен неглубокой синклиналию, которая выражена встречным падением пластов, например в верховье р. Хобе-Ю, и выходами кварцитов и конгломератов свиты II в средней полосе развития пород свиты I между рр. Ломесь-Вож и Мань-Хобе-Ю. В северной части простираения этой синклинали ядру ее, вероятно, отвечает полоса кварцитов, ответвляющаяся от хребта Сыня-Рузь и протягивающаяся от него в направлении к югу почти до р. Манарага.

Вследствие упомянутого выше регионального поперечного падения складчатой структуры в средней части района, полоса эта от р. Манарага прерывается; в значительной части водораздельной области рр. Манарага и Хобе-Ю кварциты отсутствуют. Несколько южнее (в той же синклиналиной полосе) от левобережья верховьев р. Хобе-Ю (точнее по водоразделу между р. Хобе-Ю и руч. Ломесь-Вож, левым притоком р. Манарага) вновь появляется кварцитовая свита, имеющая здесь отчетливо синклиналиное залегание. Она протягивается далее к югу до истоков р. Мань-Хобе-Ю, где кварциты и кварцитовые конгломераты залегают среди диоритов массива Парнука; здесь полоса их вновь прерывается. Появление в ядре срединной синклинали кварцитов на участке руч. Ломесь-Вож — р. Мань-Хобе-Ю обусловлено, вероятно, погружением всей структуры и рассматриваемой синклинали (в частности от р. Хобе-ю в направлении к югу). Это подтверждается и общим сужением в этом направлении антиклинальных складок, в том числе и главного антиклинория.

В северной части области, в районе р. Зап. Болбан-Ю хорошо выделяется синклиналь (синклиналь Болбан-Ю), заключенная между северной частью описанного антиклинория и расположенной восточнее крупной антиклиналью р. Пелингичей. В средней и северной своей части синклиналь эта имеет почти симметричный характер; так, кварциты хребта Малды, отвечающие западному крылу складки, падают на восток-юго-восток почти под тем же углом, что и кварциты гряды Иркусей Карпин-Нер, падающие к западо-северо-западу и отвечающие восточному крылу ее. Ось описываемой синклинали почти точно совпадает с направлением долины р. Зап. Болбан-Ю. Шарнир этой синклинали имеет отчетливо выраженное погружение к северо-северо-востоку, что совпадает с общим погружением складчатости в этом направлении. Так, в южной части, близ истока р. Манарага-Ю, ядру этой синклинали отвечают конгломераты и кварциты свиты II (гора Народа); следуя же простираению складки к северу, мы видим, что на широте горы Карпин-Нер — в ядре ее — появляются уже сланцы вышележащей свиты III, развитые в долине р. Болбан-Ю и, наконец, далее к северу, в нижнем течении р. Болбан-Ю, внутреннюю часть синклинали слагают мраморизованные известняки свиты IV. Синклиналь эта продолжается и южнее горы Народа, но вследствие регионального воздымания складчатости в средней части района отвечающая данной синклинали полоса кварцитов между рр. Народа и Хобе-Ю местами прерывается, как и в расположенной западнее синклинали в вер-

ховьях Хобе-Ю. Это воздымание складчатости хорошо выражено в раздуге, находящемся непосредственно восточнее антиклинали. К югу от зоны поперечного поднятия полоса кварцитов, отвечающая рассматриваемой синклинали, вновь хорошо выдерживается почти до р. Мань-Хобе-Ю, где она вследствие погружения к югу соседней антиклинали смыкается с полосой кварцитов хребта Чендер.

Восточнее только что описанной синклинали расположена крупная антиклинальная складка, которая на севере района как бы замещает значительно погрузившуюся здесь главную антиклинальную структуру (антиклинорий), относительно простираения которой она несколько смещена к востоку. Строго говоря, эта антиклиналь развивается к северу из второстепенной складки, расположенной в восточном крыле главного антиклинория.

Данная антиклиналь весьма хорошо выражена на геологической карте. Она простирается в направлении СВ 25—40° от р. Мань-Хобе-Ю на юге до широтного участка р. Кожим на севере с отчетливым погружением шарнира как к северо-северо-востоку, так и к юго-юго-западу; на карте указанная структура имеет благодаря этому замкнутые контуры. Внутреннюю часть этой антиклинали слагают породы свиты I, крылья — кварциты свиты II. Ширина складки достигает в среднем 10 км, в средней же части, отвечающей наибольшему воздыманию шарнира, — 14 км.

Характер залегания пород в обоих крыльях антиклинали дает картину моноклиального падения пластов к северо-западу 300—320° с углом падения от 40 до 70°, причем более крутые падения наблюдаются в восточном крыле.

Эти данные свидетельствуют о том, что рассматриваемая антиклиналь представляет складку с наклоном осевой поверхности ее к востоко-юго-востоку. За это говорит также опрокинутость мелких складок к юго-востоку в обоих крыльях антиклинали и однообразное падение плоскостей кливажа к северо-западу — 310°.

Указанные выше элементы залегания пород характерны для большей части протяженности складки, но в месте крутого погружения ее шарнира в массиве горы Россомахи мы наблюдаем периклинальное падение пластов: к северо-западу, северо-востоку и востоку, т. е. простираение пород местами приближается к широтному.

Соответственно этому здесь каждая более древняя свита нормально подстилает вышележащую и окаймляется ею с трех сторон: с запада, севера и востока. Таким образом здесь обнаруживаются истинные стратиграфические соотношения свит. В данном случае подобные соотношения вскрываются между свитами I и V нашего разреза, причем каждая из них последовательно огибается вышележащей. Наиболее отчетливое периклинальное падение пород видно в карбонатных породах свиты VI, развитых здесь в долине р. Кожим — восточный и северный участки — и на западе в долине р. Болбан-Ю.

К внутренней зоне описанной антиклинали приурочены интрузии: на севере — небольшой массив диоритов в районе р. Пысян-Шор; южнее — крупный массив гранитов, простирающийся (согласно с простираением антиклинали) от верховьев р. Пелингичей до р. Хобе-Ю.

К востоку от антиклинали р. Пелингичей намечается узкая, опрокинутая к востоко-юго-востоку синклинали складка (падение слоев здесь в обоих крыльях к С—СЗ с простираением СВ). Синклиналь эта прослеживается от верховьев р. Хаталамба, откуда к югу протягивается узкая полоса слюдистых мраморов свиты IV среди сланцев свиты III. Продолжение синклинали к югу в северной половине района намечается небольшими выходами (в виде узких полосок) мраморов и хлорито-слюдисто-известковых сланцев свиты IV среди обширного поля развития сланцев свиты III. Эти карбонатные породы отвечают ядру синклинали. В южной половине района синклиналь эта, вероятно, также продолжается; здесь

ей отвечает узкая полоска кварцево-слюдяно-известковистых сланцев, протягивающаяся в 3—4 км западнее главной полосы мраморов. На крайнем юге в районе р. Щёкурь-Я (к югу от верховья Няртце-Ю) в связи с погружением здесь складчатости к югу, в ядре синклинали вновь появляются мраморы свиты IV, образующие узкую полосу, простирающуюся до р. Пуйва.

Область, расположенная к востоку от только что описанной синклинали, на протяжении от р. Хаталамба на севере до р. Манья на юге, имеет несомненно антиклинальное строение. Однако понимание этой структуры затруднено тем, что сложена она преимущественно гнейсами, образовавшимися за счет пород различных стратиграфических горизонтов; лишь в немногих случаях изучение отдельных разрезов позволяет приблизительно определять характер первоначальной породы, из которой образовались гнейсы, и тем самым предположительно устанавливать стратиграфический горизонт.

В общем можно вывести заключение, что главная масса гнейсов рассматриваемой полосы образовалась из осадочных толщ под влиянием инъекции гранитной магмы.

Антиклинальное строение данной области устанавливается довольно отчетливо в северной части района к югу от р. Хаталамба, где, как и в других складках, на данной широте определяется погружение оси структуры к северу. Соответственно этому область развития гнейсов, отвечающая внутренней части антиклинальной структуры, последовательно окаймляется здесь породами свит III и IV с периклинальным падением их к северо-западу и северу.

Максимальной ширины (до 28 км) антиклинальная зона достигает в средней части района, где наблюдается региональное воздымание структуры; здесь же расположена и центральная часть гнейсового массива, приуроченного к внутренней стороне дуги, образованной изменяющимся простиранием свит восточного склона.

К этой антиклинальной зоне на севере приурочена интрузия гранитов р. Пон-Ю. Далее к югу, в пределах области развития гнейсов этой зоны, расположен ряд небольших интрузивных тел гнейсо-гранитов, которые мы склонны рассматривать как апофизы еще не вскрытого эрозией крупного гранитного массива в районе развития гнейсов; самое образование гнейсов в этой зоне, вероятно, связано с магматизацией осадочных пород гранитной магмой.

Все описанные выше складчатые структуры — антиклинальные и синклинали — по своим крупным и даже колоссальным размерам (амплитуда некоторых из них достигает, вероятно, не менее 5—7 км) должны быть отнесены к категории главных структур складчатой формы дислокаций, определяющих основные черты тектоники района.

Но, кроме этих главных структур, в зоне развития пород метаморфической серии, как уже указывалось, наблюдается множество складок меньших размеров.

Среднепалеозойские осадочные и вулканогенные породы развиты в виде узкой полосы в восточных предгорьях Урала. Они выступают небольшими разобщенными участками, главным образом, к востоку от массивов основных и ультраосновных интрузий. Участки эти (обычно узкие) вытянуты в меридиональном или северо-восточном направлении. Широкое развитие основных и ультраосновных интрузий затрудняет понимание структурного строения полосы среднего палеозоя. Здесь можно наметить лишь схему строения.

Тектоника этой полосы выражена наличием симметричных, реже несимметричных, складок с углами падения крыльев 30—60°, а изредка и с более крутым падением. Складки имеют северное и северо-восточное простирание осей, амплитуда их достигает 2—3 км. Шарниры складок испытывают неоднократное воздымание и погружение. Кроме того, круп-

ные складки иногда усложнены мелкими складками и рядом мелких нарушений типа надвигов.

Верхнесилурийский и девонский комплексы пород, развитые в увалистой части восточного склона Приполярного Урала, на западе соприкасаются с метаморфической нижнепалеозойской серией. Этот контакт метаморфических и среднепалеозойских пород для нашего района является наиболее крупной структурной границей между разнородными складчатыми областями. Проследивая несогласный контакт, мы наблюдаем соприкосновение различных горизонтов метаморфической серии с различными свитами среднепалеозойских пород. Нижнепалеозойские и иногда среднепалеозойские породы большей частью имеют одинаковое простирание, но местами, например, по рр. Хальмер-Ю (Тохлая), Тыкатлова (Ить-Я) простирания их ясно различные. Поверхность надвига, по видимому, неровная, волнистая, с падением к востоку или юго-востоку под углом от 40 до 50°; реже наблюдаются более крутые или более пологие углы. Данных для точного определения возраста надвига мы не имеем. Но в поле можно было проследить, что в перемещениях, связанных с надвигом, участвовали дислоцированные среднепалеозойские породы совместно с подчиненными основными и ультраосновными интрузиями. Последнее указывает, что надвиги моложе складчатости, вызвавшей дислокацию среднего палеозоя, и моложе варисских основных и ультраосновных интрузий восточного склона Урала, в которых встречаются ксенолиты средне-верхнедевонских известняков.

В пределах Ляпинского Урала средний палеозой восточной увалистой полосы имеет сложную складчатую структуру, выраженную чередованием антиклинальных и синклинальных складок, с амплитудой до 3 км и с северо-восточным простиранием осей.

Четвертичные отложения и, вероятно, мезозой пликтивных дислокаций, по видимому, не претерпели. Однако в районе восточных увалов они испытали значительное поднятие, сопровождавшееся, вероятно, размытиями. На востоке, в пределах Западносибирской низменности, эти отложения имеют спокойное (горизонтальное) залегание.

Геологическая структура Северососьвинского района в общем напоминает структуру района Ляпина, а поэтому на ее описании мы останавливаемся весьма кратко.

Северососьвинский Урал в тектоническом отношении разбивается на три различные полосы.

К первой полосе относится толща метаморфических пород с меридиональным простиранием и крутыми углами (от 60 до 90°) падения на восток. В целом вся эта толща образует сложную тектоническую структуру — антиклинорий, опрокинутый на запад. Как уже указывалось в геологическом описании этой толщи, здесь выделяется центральный антиклиналь, сложенный кварцитами и кварцитовыми сланцами, ось которого проходит в районе гор Тосем-Ахтас-Тумп, Хурум-Поталы и Нер-Ойка. К югу в районе Янгем-Сахал ось антиклинала погружается и кварцитовые сланцы скрываются под зелеными сланцами.

В районе водораздела Нясы-Толья ось этой складки снова образует небольшой вертикальный изгиб и полоса кварцитов благодаря этому сильно сужается.

Западное крыло складки образует два значительных антиклинальных поднятия, выводящих на дневную поверхность кварциты районов: Ярута, Яны-Янкеч и Пырвы. В местах синклинальных прогибов западного крыла мы наблюдаем более молодые породы — зеленые сланцы. В восточном крыле центрального антиклинала также имеется небольшое антиклинальное поднятие, приуроченное к горам Яны-Хася-Нел, Таравиль и к западным подножьям гор Иоут-Хури, Мань-Кот-Нёр и Яны-Кот-Нер. В промежутке между центральным и восточным антиклиналом, т. е. в зоне синклинального прогиба, мы наблюдаем зеленые сланцы верховьев Иоу-

тыньи, речки Унт-Мит-Сунт-Я и горы Келы-Тумп. К югу полоса зеленых сланцев расширяется и полностью перекрывает кварциты центрального антиклинала. Далее на восток полоса зеленых сланцев, повидимому, слагает восточное крыло описываемого антиклинория. Это крыло, в свою очередь, собрано в более мелкие складки, которые детально проследить возможно только при работах более крупного масштаба.

Среди этой полосы широко развиты и дизъюнктивные дислокации, выражающиеся сбросами и надвигами, обычно небольшого масштаба. К некоторым из них приурочены крупные дайки и жилы габбро-диабазов и диабазов, большинство которых испытало складчатые тектонические движения вместе со всеми вмещающими породами.

Вторая полоса в исследованном нами районе представлена породами среднепалеозойского комплекса. Как видно из геологического описания, простираение этих пород, как правило, меридиональное; падение сохраняется восточное при углах от 25 до 40°.

Все слои среднепалеозойских пород, в том числе и покровы эффузивов, налегают друг на друга согласно на всем протяжении изученного района. Правда, в районе часто можно наблюдать небольшие несогласия, но в большей своей части последние объясняются условиями отложения осадков. Такие несогласия констатированы, например, в слоях фаменского яруса р. Маньи и в слоях верхнедевонских отложений р. Лопсии.

Нужно отметить отсутствие нижнедевонских нормальноосадочных, фаунистически охарактеризованных отложений в южной и северной частях района и наличие небольших прослоев конгломерата, встречающихся в верхнесилурийских, верхнедевонских и в нижнекаменноугольных отложениях района. Это, возможно, объясняется относительно небольшими подвижками в эти периоды, хотя угловых несогласий среди этих отложений не замечено.

В районе второй полосы часто встречаются сбросы и небольшие надвиги, сопровождающиеся образованием милонитов. Так, например, сбросы хорошо наблюдаются в обнажении р. Лопсии, против юрты Д. Тасмановой, по р. Нохор при устье рч. Ультимы, где зеленые туфогенные сланцы образуют крутую веерообразную складку, разорванную в центральной части с надвинутым восточным крылом. Большое количество небольших сбросов наблюдается в районе р. Лопсии среди среднедевонских туфогенных сланцев и песчаников. Линии сбросов в абсолютном большинстве случаев имеют меридиональное простираение. К этим тектоническим линиям приурочиваются распространенные в районе жилы диабазов и диабазовых порфиритов.

Ввиду отсутствия непосредственного контакта среднепалеозойских нормальноосадочных отложений с метаморфическими породами нижнего палеозоя и широкого развития глубинных пород в этой полосе, трудно выяснить взаимоотношение пород первой полосы со второй.

К северу и к востоку среднепалеозойские отложения трансгрессивно перекрыты ненарушенными мезозойскими рыхлыми осадками.

IV. ОПИСАНИЕ ГОРНЫХ ПОРОД

1. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ВОСТОЧНОЙ ГАББРОВОЙ ИНТРУЗИИ

Перидотиты

Перидотиты образуют ряд небольших неправильных тел по западной окраине интрузии.

По внешнему облику перидотиты представлены мелкозернистыми и среднезернистыми породами, обычно темного цвета, с бурой корой выветривания. По минералогическому составу их можно отнести к лерцолитам: в качестве главных минералов присутствуют оливин, ромби-

ческий и моноклинный пироксен; второстепенные минералы — примеси — представлены магнетитом, титано-магнетитом и редко плагиоклазом; вторичные — серпентином, уралитом, тремолитом и иддингситом.

Оливин образует неправильные зерна с несколько округлыми (принадлежащими этому минералу) формами; зерна его обычно разбиты неправильными извилистыми трещинами, заполненными преимущественно серпентином, часто окрашенным в бурый и темнотурquoise цвета, и в меньшей степени рудными минералами. Оптические свойства оливина: $Ng-Np = 0.043$, $Ng-Nm = 0.028$, $Nm-Np = 0.015$, $2V = 88^\circ$; оптически положителен, что приближает его к форстериту (обр. 142).

Моноклинный пироксен по своему развитию уступает оливину; в редких случаях количество его заметно возрастает; подобные породы занимают промежуточное положение между перидотитами и пироксенитами. Формы его выделений табличатые и неправильные. По оптическим свойствам ($cNg = 39^\circ$; $2V = +50^\circ$; $Ng-Np = 0.026$) отвечает диопсиду. За счет пироксена развивается роговая обманка.

Ромбический пироксен принадлежит бронзиту, что подтверждается его константами: $Ng-Np = 0.012$, $Ng-Nm = 0.005$, $Nm-Np = 0.007$; $2V = 88^\circ$; $cNg = 3^\circ$. Обычно ромбический пироксен отличается от моноклинного не только оптическими свойствами, но и формой и размерами выделений. Для ромбического пироксена характерны неправильные, относительно крупные порфировидные зерна, иногда табличатые. Ромбический пироксен гораздо интенсивнее, чем моноклинный, замещается новообразованиями, главным образом серпентином (бастит).

Рудный минерал — магнетит и титано-магнетит — встречается в значительном количестве. Как правило, он ксеноморфен и заполняет промежутки между другими минералами, давая, иногда, сидеронитовую структуру.

Вторичный магнетит обычно ассоциирует с серпентином, заполняя трещины в оливине.

Плагиоклаз встречается в редких образцах перидотитов и притом в незначительном количестве; принадлежит к битовниту, что видно из результатов измерения его на федоровском столике.

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойникования	№ плагиоклаза
142	39°	64°	63°	$\perp (010)$	78

Из вторичных минералов серпентин развивается как за счет оливина, так и за счет ромбического пироксена. По моноклинному пироксену развивается бледнозеленая уралитовая роговая обманка, иногда, термолитовая бесцветная, представленная игольчатыми кристаллами. Мелкие чешуйки иддингсита (минерала с буровато-красной окраской) наблюдаются по краям зерен оливина, за счет которого они и возникают.

Структура породы панидиоморфнозернистая; в серпентинизированных разностях образуется вторичная петельчатая структура.

Представление о химическом составе перидотитов, приведенном в табл. 1, дают анализы образцов, отвечающих по минералогическому составу лерцолитам.

Анализы выполнены в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Принадлежность пород к ультраосновному типу очевидна. Следует отметить и значительное содержание в породах H_2O , обусловленное серпентинизацией их.

В районе р. Щокурь-Я (Ляпинский Урал) среди ультраосновных пород встречена редкая разновидность перидотитов — амфиболовый

Таблица 1

Химический состав перидотитов

Компоненты	I Обр. № 1564. Серпентинизиро- ванный перидо- тит. Бассейн Сев. Сосьвы. Р. Няясь		II Обр. № 3183-а. Серпентинизиро- ванный перидо- тит. Водораздел рр. Няясь—Толья	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	38.69	645	40.46	674
TiO ₂	0.88	11	нет	—
Al ₂ O ₃	1.00	10	1.18	12
Cr ₂ O ₃	—	—	0.25	2
Fe ₂ O ₃	2.29	14	5.27	33
FeO	5.19	72	2.83	39
MnO	0.11	2	0.10	1
MgO	40.27	1000	38.06	944
CaO	0.63	11	0.30	5
Na ₂ O	—	—	0.02	—
K ₂ O	—	—	0.08	1
H ₂ O ⁻	0.24	—	1.72	—
H ₂ O ⁺	10.72 ¹	—	9.79	—
F ₂ O ₅	—	—	следы	—
	100.02		100.06	

¹ Потеря при прокаливании.

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. 45.4 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 26.9 SiO_2$; $\alpha = 1.11$; $\beta = 172.56$ II. 21.06 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 14.3 SiO_2$; $\alpha = 1.19$; $\beta = 153.86$ $R_2O : RO = 1.996$; $Na_2O : K_2O = 1 : 3$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 36.73	0	0.3	29.7	0	—	0.53	1.00	
II. 38.52	0.1	0.3	29.6	3.0	—	0.62	1.00	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	t	n	Q
I. 0	0.6	62.5	36.9	9.1	90.7	0.2	0	1.7	—	26.7	
II. 0.1	0.3	61.1	38.5	9.8	88.0	0	2.2	0	30.0	23.4	

перидотит, весьма напоминающий по минералогическому и химическому составу амфиболовый перидотит из Оденвальда, приведенный Розенбушем в Описательной петрографии (1934, 222—224). Минералогический состав этой породы, подсчитанный на столике Уентворса, следующий (в %): роговая обманка 68.76; оливин (частично с вторичным магнетитом и серпентином) 21.98; серпентин (сплошное замещение зерен оливина) 5.36; магнетит 3.90.

Структура породы характеризуется широко развитыми явлениями пойкилитового прорастания крупных, табличатого габитуса, кристаллов бледнозеленой роговой обманки округлыми зернами оливина.

Для сравнения химического состава амфиболовых перидотитов приводим в табл. 2 анализы уральского и оденвальдского.

Анализ 1 выполнен в химической лаборатории Арктического научно-исследовательского института.

Таблица 2

Химический состав амфиболовых перидотитов

Компоненты	I Обр. № 4674. Р. Щбкунь-Я. Ляпинский Урал		II Оденвальд по Розенбушу	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	43.50	725	43.17	720
TiO ₂	0.66	9	0.38	5
Al ₂ O ₃	6.94	68	5.79	57
Fe ₂ O ₃	4.86	30	6.82	43
FeO	6.24	87	4.90	68
MnO	0.14	2	0.15	2
MgO	23.35	579	23.15	574
CaO	9.78	174	8.53	152
Na ₂ O	1.12	18	1.20	19
K ₂ O	0.50	5	0.96	10
H ₂ O	0.21	—	—	—
П. п. пр. . .	2.91	—	5.12	—
P ₂ O ₅	—	—	следы	—
	100.21		100.17	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. 8.8 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 36.6$; $Na_2O : K_2O = 3.6 : 1$
 $\alpha = 1.25$; $\beta = 132.83$

II. 8.25 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.2 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 27.1$; $Na_2O : K_2O = 1.9 : 1$;
 $\alpha = 1.26$; $\beta = 128.5$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 42.33	0.7	1.5	27.8	7.8	α	0.67	0.85	
II. 42.72	1.0	0.9	28.1	6.4	β	0.66	0.85	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I. 2.7	.7	51.1	43.5	17.5	67.5	15.0	1.2	78.3	21.1	
II. 3.6	1.6	51.4	43.4	18.2	67.3	14.5	0.7	63.3	22.0	

О принадлежности пород к основному ряду свидетельствуют параметры α и β Левинсон-Лессинга; k и s Озанна; s и q Заварицкого. Наблюдается значительное преобладание MgO на CaO, что находится в связи с форстеритовым типом содержащегося в чих оливина. Серпентинизация породы находит свое отражение в повышенном содержании воды в анализах.

Пироксениты

Пироксениты имеют несколько большее распространение, чем перидотиты. Они образуют линзовидные тела в западной части интрузии, в особенности в районе горы Ялпинг-Нер.

Макроскопически пироксениты представляют собою массивные средне- или крупнозернистые породы темносерого цвета с зеленоватым оттенком; с переходом в оливиновых пироксенитах в буроватый, а в роговообманковых в почти черный цвет. Среди пироксенитов можно выделить следующие разновидности: оливиновые, нормальные и роговообманковые.

Оливиновые пироксениты

Оливиновые пироксениты встречены на западной вершине массива Ялпинг-Нер. В Ляпинском районе они представляют довольно редкую разновидность, несколько отличную от пироксенитов Северососьвинского района как по минералогическому составу, так и по структуре. Минералогический состав оливиновых пироксенитов: моноклинный пироксен, оливин, ромбический пироксен, магнетит; вторичные минералы: роговая обманка, серпентин, илдингсит.

Моноклинный пироксен составляет около 80—90% породы. Представлен неправильными изометричными зернами, реже, табличатыми. В шлифе моноклинный пироксен бесцветен, иногда слегка окрашен в зеленовато-желтый цвет. Судя по оптическим константам $cNg = 40^\circ$; $2V = 60^\circ$; $Ng - Nr = 0.028$, $Ng - Nm = 0.019$, $Nm - Nr = 0.009$ (обр. 3453) относится к диопсиду. За счет пироксена обычно развивается роговая обманка.

Оливин. На долю оливина падает 10—20% валового состава породы; представлен мелкими ксеноморфными зернами. В оливиновых пироксенитах Ляпинского района оливин наблюдается в виде пойкилитовых вростков в пироксене, причем здесь оливин обладает большим идиоморфизмом, нежели пироксен. Оптические свойства оливина обычные: $2V = 38^\circ$; $Ng - Nr = 0.038$; $Ng - Nm = 0.020$, $Nm - Nr = 0.018$ (обр. 13453). Зерна оливина обычно разбиты неправильными трещинами, заполненными серпентином или в некоторых случаях буроватым железистым веществом. По краям зерен иногда развивается тонкочешуйчатый илдингсит.

Ромбический пироксен встречен, главным образом, в оливиновых пироксенитах Ляпинского района. В них он или образует мелкие и редкие пластинчатые индивиды среди моноклинного пироксена, или же является главным минералом и тогда представлен крупными призматическими зернами. Последние разбиты трещинами, по которым развивается серпентин. Оптические свойства: $2V$ около $+90^\circ$; цвета интерференции низкие; угасание прямое.

Магнетит, как обычно в ультраосновных породах, представлен двумя генерациями. Зерна магнетита первой генерации обычно идиоморфные и мелкие (не более 0.01 мм в поперечнике); в большинстве случаев они настолько мелкие, что под микроскопом при малых увеличениях едва заметны. Магнетит второй генерации по количеству преобладает и находится в виде ксеноморфных зерен в промежутках между другими минералами, давая сидеронитовую структуру. При серпентинизации породы сравнительно много выделяется вторичного магнетита по трещинам в оливине.

Вторичная роговая обманка возникает за счет пироксена часто в таком большом количестве, что порода приближается к горнблендитам. Оптические свойства ее: $cNg = 21^\circ$; $2V = 84^\circ$; $Ng - Nr = 0.025$, $Ng - Nm = 0.012$, $Nm - Nr = 0.013$; цвета плеохроизма: 1) по Ng бледный, голубовато-зеленоватый, 2) по Nm — зеленоватый (с желтоватым оттенком) и 3) по Nr — почти бесцветный.

Серпентин выделяется по трещинам в оливине; иногда он замещает также ромбический пироксен с образованием при этом бастита (обр. 4209-с).

Иддингсит обычно развивается по краям зерен оливина; окрашен в буро-красный цвет, почти не плеохроичен.

Структура оливиновых пироксенитов панидиоморфно-зернистая.

Химический состав оливиновых пироксенитов приведен в табл. 3. Анализ I выполнен химической лабораторией Уральского геологического управления. Анализ II заимствован из монографии Е. П. Молдаванцева.

Таблица 3
Химический состав оливиновых пироксенитов

Компоненты	I Обр. № 855. Няксимовольский Урал, гора Ял- пинг-Нер		II Обр. № 587. Денежкин Камень	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	45.42	757	45.12	752
TiO ₂	следы	—	0.28	4
Al ₂ O ₃	2.25	22	3.40	33
Cr ₂ O ₃	0.22	1	—	—
Fe ₂ O ₃	4.98	31	2.62	16
FeO	2.87	40	8.02	111
MnO	0.19	3	0.18	3
MgO	27.08	672	24.59	610
CaO	12.54	224	13.39	239
Na ₂ O	0.32	5	0.12	2
K ₂ O	0.15	2	—	—
П. п. пр. . . .	4.24	—	1.90	—
H ₂ O ⁻	0.32	—	0.05	—
	100.56		99.67	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. $17.5 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 14.0 SiO_2$; $R_2O:RO = 1.134$;
 $Na_2O:K_2O = 2.5:1$; $\alpha = 1.36$; $\beta = 132.1$

II. $19.7 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 15.35 SiO_2$; $R_2O:RO = 1:481.5$;
 $\alpha = 1.35$; $\beta = 134.84$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 42.15	0	0.5	29.5	7.1	α	0.71	0.79	
II. 42.23	0	1.0	29.0	10	β	0.73	0.78	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I. 0.8	0.9	55.8	42.5	10.8	68.2	21.0	—	71.4	17.5	
II. 0.1	1.8	55.1	43.0	15.0	63.5	21.5	—	100	16.0	

Анализы обнаруживают большое сходство. Значительное преобладание MgO над CaO свидетельствует о наличии в породах оливина и отличает эти породы от нормальных пироксенитов, в которых соотношения тех же окислов иные.

Нормальные пироксениты слагают жилы в устье рр. Котли-Я и Луи-оульи и частью на главной вершине горы Ялпинг-Нер. В Ляпинском районе эти породы встречены среди габбро и серпентинитов восточной полосы в среднем и нижнем течении рр. Щёкурья и Хальмер-Ю.

По минералогическому составу это мономинеральные породы, состоящие из моноклинного пироксена и рудного минерала, присутствующего в качестве второстепенного, почти акцессорного продукта. Из вторичных минералов характерны: волокнистая роговая обманка, серпентин и рудный минерал.

Моноклинный пироксен образует почти равнозернистую массу, состоящую из крупных изометричных или же удлиненно-призматических зерен, тесно примыкающих друг к другу. По оптическим свойствам он совершенно идентичен пироксену остальных пироксенитов, т. е. отвечает диопсиду.

Рудный минерал — магнетит — присутствует в породах большей частью в виде ксеноморфных зерен; попадаются также мелкие идиоморфные зерна магнетита самой ранней генерации, обычно включенные в пироксене.

Волокнистая роговая обманка имеет уралитовый характер и развивается за счет пироксена.

Структура нормальных пироксенов панидиоморфно-зернистая.

Химический состав нормальных пироксенитов приведен в табл. 4. Анализ I выполнен в химической лаборатории Арктического научно-исследовательского института. Анализ II заимствован у Е. П. Молдавцева.

Таблица 4

Химический состав нормальных пироксенитов

Компоненты	I Обр. № 4386. Ляпинский Урал, р. М. Хоса-Я		II Обр. № 385. Река Талая, район Денежкина Камня на Сев. Урале	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	49.20	820	50.03	833
TiO ₂	0.13	2	0.19	3
Al ₂ O ₃	2.18	21	2.65	26
Cr ₂ O ₃	0.48	3	—	—
Fe ₂ O ₃	2.98	18	1.06	7
FeO	2.82	39	4.37	61
MnO	0.13	2	0.14	2
MgO	20.01	496	19.41	482
CaO	19.60	349	19.20	342
Na ₂ O	} 0.20 ¹	3	0.01	—
K ₂ O				
П. п. пр. . .	2.37	—	2.88	—
H ₂ O ⁻	0.14	—	0.34	—
	100.24		100.37	

¹ Щелочи, определенные вместе, условно отнесены к Na₂O.

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. 21.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 19.5 SiO_2$; $R_2O:RO = 1.295.5$;
 $\alpha = 1.61$; $\beta = 113.5$
 II. 26.8 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 25.2 SiO_2$; $R_2O:RO = 1:294.6$;
 $\alpha = 1.68$; $\beta = 110.4$

По Озанну:

	s	a	c	f	n'	ряд	k	m
I. 46.26	0.1	0.6	29.3	10.0	α	0.35	0.63	
II. 47.32	0	1.0	29.0	10.0	β	0.89	—	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n'	Q
I. 0.2	1.1	51.9	46.8	9.0	54.8	36.2	0.2	100.0	7.9	
II. 0.2	1.2	50.6	48.0	8.5	55.0	36.5	—	100.0	5.6	

Из сравнения анализов и результатов пересчета видно, что породы весьма сходны между собою. От оливиновых пироксенитов нормальные пироксениты отличаются большим содержанием в них CaO и меньшим содержанием MgO, что естественно связано с отсутствием в породе оливины. Соотношение между молекулами оснований и кремнекислоты почти равно 1, что вообще характерно для пород, состоящих целиком из метасиликатов.

Роговообманковые пироксениты

Описываемые породы встречены были только в Няксимвольском районе в жилах восточной части главной вершины горы Яллинг-Нер.

Таблица 5

Химический состав роговообманкового пироксенита

Компоненты	Обр. № 1970. Северосовинский район. Западная вершина горы Яллинг-Нер	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	48.20	803
TiO ₂ . .	1.16	14
Al ₂ O ₃ . .	6.28	62
Fe ₂ O ₃ . .	3.97	25
FeO . .	4.72	66
MnO . .	0.10	1
MgO . .	17.07	423
CaO . .	18.53	331
Na ₂ O . .	—	—
K ₂ O . .	—	—
H ₂ O . .	0.43	—
П. п. пр.	0.82	—
	101.28	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

$$9.4 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.2 SiO_2; \alpha \cong 1.48; \beta = 112.9$$

По Озанну:

s	a	c	f	n	ряд	k	m
46.65	0	2.1	27.9	—	—	0.87	0.66

По Заварицкому:

a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
0	3.7	47.9	48.4	14.2	52.6	33.2	1.7	—	6.8

От нормальных пироксенитов роговообманковые пироксениты отличаются значительным развитием в них магматической компактной роговой обманки, переходящей иногда вместе с пироксеном в волокнистую разность. Константы компактной разности: $cNg = 15^\circ$, $2V = 88^\circ$,

$Ng-Np = 0,023$, $Ng-Nm = 0,008$ $Nm-Np = 0,015$; плеохроизм по Ng зеленый с синеватым оттенком, по Nm зеленый и по Np бледножелтый с зеленоватым оттенком (обр. 3450-в) позволяют отнести ее к обыкновенной роговой обманке.

Моноклинный пироксен близок к диопсиду. Его главные константы: $cNg = 45^\circ$, $2V = +54^\circ$, $Ng-Np = 0,029$, $Ng-Nm = 0,024$, $Nm-Np = 0,005$.

Структура пород — панидиоморфно-зернистая с одновременным развитием пойкилитовой.

Химический состав роговообманкового пироксенита иллюстрируется табл. 5. Анализ выполнен в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Анализ и результаты пересчета отвечают основной магме.

Серпентиниты

Макроскопически серпентиниты представлены темнозелеными или темными породами с зеленоватым оттенком, иногда черными, преимущественно плотными и тонкозернистыми.

На буро-коричневой корке выветривания местами наблюдаются зеркала скольжения. Текстура в тонкозернистых разностях массивная, а в более крупнозернистых часто сланцеватая.

Описываемые породы сложены эпимагматическими минералами из группы серпентина: антигоритом и хризотилом. Все прочие минералы представляют реликты первичных минералов породы (моноклинный и ромбический пироксен, оливин) и составляют незначительную примесь в породе. Магнетита обычно мало. Из вторичных минералов, кроме серпентина, обычно присутствуют карбонат и хлорит.

Антигорит преобладает в породах. Он образует лучистоватые или пластинчатые агрегаты; окрашен в бледный зеленовато-желтоватый цвет с весьма слабым плеохроизмом в тех же тонах.

Хризотил в виде прожилков пронизывает агрегат антигорита или же сплошь развивается по нему.

Моноклинный пироксен встречается в некоторых породах в виде крупных зерен (до 2 мм), в значительной части замещенных антигоритом; по краям зерен часто окаймлен каемочкой магнетита.

О наличии ромбического пироксена в породах можно судить по псевдоморфозам по нему бастит.

Оливин местами сохраняется в петлях серпентина.

Рудный минерал представлен магнетитом, образующим неправильные зерна или скопления в виде вытянутых в одном направлении полос.

Апатит — очень редкая примесь; образует мелкие и редкие призмочки.

Карбонат отлагается по трещинкам в породе вместе с серпентином.

Хлорит имеет вид мелких бледнозеленых, слегка плеохроичных чешуек или пластинок, вкрапленных в массу антигорита; реже он образуется и по трещинам.

Судя по реликтам минералов, сохранившихся в серпентинитах, последние образовались из перидотитов-лерцолитов.

Шесть анализов серпентинитов из различных мест района (табл. 6) дают полную химическую характеристику этой группы пород.

Анализы выполнены: III, V, VI — в химической лаборатории Арктического института; I, II, IV — в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Данные анализов и результаты пересчетов по ним свидетельствуют о принадлежности пород к ультраосновной магме. Подобно перидоти-

Химический состав серпентинитов

Компо- ненты	I Обр. № 216-в. Серпентинит. Северосос- винский Урал, р. Мавья		II Обр. № 320-в. Северосос- винский Урал, р. Иогутынь-Я		III Обр. № 4400. Ляпинский Урал, р. Б. Хоса-Я		IV Обр. № 216-в. Серпентинит. выветрелый Северосос- винский Урал, р. Мавья		V Обр. № 4438-а Ляпинский Урал, р. Б. Надокота		VI Обр. № 4309. Ляпинский район, р. Халь- мер-Ю (Тох- лая)	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	35.20	587	39.25	654	39.60	660	40.02	667	40.32	672	41.10	685
TiO ₂ . .	следы	—	нет	—	0.03	—	следы	—	0.14	2	0.01	—
Al ₂ O ₃ . .	0.54	6	1.43	14	2.05	20	0.57	6	3.43	33	1.84	18
Cr ₂ O ₃ . .	0.50	1	0.65	4	—	—	0.32	2	0.32	2	—	—
Fe ₂ O ₃ . .	5.12	32	5.93	37	4.57	29	5.21	32	3.00	19	3.61	23
FeO . .	2.44	34	3.18	44	4.66	65	2.44	34	6.34	88	3.10	43
MnO . .	0.11	1	0.07	1	следы	—	0.11	1	0.18	3	нет	—
NiO . .	0.28	4	—	—	0.18	2	0.29	4	0.10	1	0.26	3
CoO . .	нет	—	—	—	нет	—	—	—	нет	—	нет	—
MgO . .	42.07	1004	37.27	925	37.78	937	39.02	968	34.15	847	37.55	932
CaO . .	нет	—	нет	—	следы	—	нет	—	0.26	4	0.25	4
Na ₂ O . .	следы	—	0.20	3	нет	—	следы	—	нет	—	0.05	1
K ₂ O . .	—	—	0.10	1	»	—	»	—	»	—	0.22	2
H ₂ O ⁻ . .	0.14	—	0.50	—	0.34	—	0.18	—	0.22	—	0.96	—
H ₂ O ⁺ . .	12.86	—	11.62	—	11.12	—	12.12	—	11.38	—	10.98	—
	98.96		100.20		100.33		100.18		99.84		99.93	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. 28.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 12.9 SiO_2$; $\alpha = 0.97$; $\beta = 192.5$
 II. 17.7 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 11.9 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 242.5$; $Na_2O : K_2O = 3.0 : 1$;
 $\alpha = 1.15$; $\beta = 157.3$
 III. 20.5 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 13.4 SiO_2$; $\alpha = 1.14$; $\beta = 159.5$
 IV. 25.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 16.6 SiO_2$; $\alpha = 1.18$; $\beta = 156.9$
 V. 17.5 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 12.4 SiO_2$; $\alpha = 1.21$; $\beta = 148.3$
 VI. 24.0 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 16.7 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 327.3$; $Na_2O : K_2O = 1 : 20$;
 $\alpha = 1.24$; $\beta = 149.7$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 33.36	0	0.2	29.8	—	—	—	0.55	1.09
II. 38.37	0.2	0.2	29.7	7.5	—	—	0.61	0.92
III. 37.74	0	0.6	29.4	—	—	—	0.61	1.00
IV. 38.06	0	0.2	20.8	—	—	—	0.61	1.00
V. 39.66	0	1.0	29.0	—	—	—	0.67	1.03
VI. 39.37	0.1	0.4	29.5	3.5	—	—	0.64	1.01

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	a'	t	n	Q
I. 0	0	66.6	33.4	8.4	90.5	1.1	0	—	—	—33.2
II. 0.5	0	61.3	38.2	9.4	88.7	1.9	0	75.0	—	—24.6
III. 0	0	62.7	37.3	11.3	85.1	3.6	0.1	—	—	—25.4
IV. 0	0	62.0	38.0	9.2	89.8	1.0	0	—	—	—23.9
V. 0	0.3	60.5	39.2	12.5	82.1	5.4	0.3	—	—	—21.9
VI. 0	0.4	60.2	39.2	3.7	89.2	2.1	0.01	33.3	—	—22.6

там серпентиниты характеризуются значительным содержанием MgO и H₂O и ничтожным, иногда падающим до нуля, содержанием щелочей.

Во всех анализах за исключением анализа II присутствует NiO . Для серпентинитов характерно также присутствие в их составе Cr_2O_3 . Из сравнения анализов серпентинитов и перидотитов можно прийти к определенному выводу о происхождении серпентинитов из перидотитов.

Габбро

В серии пород, слагающих восточную интрузию, наиболее распространенными являются породы группы габбро. Эта группа объединяет целый ряд разновидностей, различающихся между собой минералогическим составом, структурой и текстурой. В ней можно выделить следующие разновидности габбро: 1) оливковое; 2) нормальное; 3) габбро-нориты и 4) роговообманковое габбро. При сочетании в породе нескольких типичных цветных минералов возникают породы, названные Левинсон-Лессингом полимелановым габбро; в описываемом районе таковые не имеют сколько-нибудь заметного развития. Наиболее распространенным типом в изученной нами области Урала является роговообманковое габбро. При сосюритизации плагиоклаза возникают так называемые сосюритовые габбро.

На основании количественного соотношения плагиоклаза и цветных минералов в габбро последние подразделяются на меланократовые, мезократовые и лейкократовые разности.

Помимо наиболее распространенных массивных текстур встречаются такситовые разности.

Структура габбро, как правило, характеризуется аллотриоморфным очертанием главных минералов при отчетливо выраженной их изометричности. Исключения встречаются в габбро-норитах породах преимущественно с гилпидиоморфно-зернистой структурой. Габбро, испытавшие давление, часто характеризуются так называемой мертель-структурой.

Оливковое габбро

Эта разновидность распространена по р. Хунтыньи и р. Няысь (Северососьвинский Урал). Макроскопически она представляет собой полнокристаллические, средне- или крупнозернистые породы темносерой или почти темной окраски. Благодаря присутствию зерен оливина, окрашенных с поверхности в темнокоричневый цвет, порода часто приобретает пятнистый характер.

Минералогический состав сравнительно постоянен. Главными минералами являются: плагиоклаз, моноклинный пироксен и оливин; второстепенные — ромбический пироксен и магнетит; акцессорные — апатит, редко сфен. Из вторичных минералов обычны: волокнистая роговая обманка, иддингсит, хлорит, магнетит, сосюрит, цоизит, эпидот, серпентин и цеолиты.

Плагиоклаз (битовнит) количественно преобладает над прочими минералами. Благодаря высокому содержанию анортитовой молекулы плагиоклаз под микроскопом обнаруживает заметный рельеф. Трещины спайности по (010) и реже (001).

В результате измерения двойников определены следующие константы плагиоклаза:

№ шлифа	BN _g	BN _m	BN _p	Закон двойникования	№ плагиоклаза
141	38°	64°	65°	$\perp$ (010)	72
268	42°	63°	61°	$\perp$ (010)	82

Под влиянием давления зерна плагиоклазов обнаруживают катаклиз, выражающийся в искривлении двойниковых полос и волнистом угасании.

Замещение плагиоклаза новообразованиями наблюдается сравнительно редко. Сосюритизация захватывает зерна плагиоклаза преимущественно на границе с магнетитом и оливином. В катаклазированных породах по трещинкам в плагиоклазе местами возникают цеолиты.

Моноклинный пироксен является преобладающей составной частью породы. Зерна его заметно крупнее зерен других компонентов и часто пойкилитически прорастают плагиоклазом. По форме — изометричны, реже табличатые или удлиненно-призматические. Всюду в породах моноклинный пироксен бесцветен с отчетливо выраженной спайностью по (010) и (110), иногда пересекающейся под углом, близким к 90°.

Судя по оптическим константам, пироксен принадлежит к диопсиду: $cNg = 35-38^\circ$; $2V = +52^\circ$; $Ng - Np = 0.026$, $Ng - Nm = 0.022$, $Nm - Np = 0.004$.

Часто диопсид замещается бледнозеленой роговой обманкой, которая развивается, в первую очередь, на периферии зерен в виде каймы.

Оливин присутствует в виде неправильных округлых зерен, обычно разбитых неправильными трещинами, заполненными серпентином и вторичным магнетитом, а в некоторых породах бурыми слабопросвечивающими гидроокислами железа. На границе зерен оливина с плагиоклазом нередко образуется коррозионная роговая обманка, тонкочешуйчатый иддингсит и реже минералы из группы хлорита. Идиоморфизм у оливина выражен резче, чем у пироксена, что дает основание считать, что он выделялся ранее пироксена. В зернах оливина можно иногда наблюдать не вполне прямолинейные прерывистые трещины пинакоидальной спайности. Константы оливина: $2V = 86.5^\circ$ —; $Ng - Np = 0.036$, $Ng - Nm = 0.016$ и $Nm - Np = 0.020$.

Ромбический пироксен принадлежит гиперстену, что подтверждается его константами:

№ шлифа	CN _g	2V	Плеохроизм		
			N _g	N _m	N _p
141	9°	80°	Бледно-зеленый	Бесцветный	Бледно-розовый
268	7°	64°	—	—	—

Ромбический пироксен обычно присутствует в весьма подчиненном количестве, будучи представлен мелкими зернами неправильной формы, как бы окаймляющими зерна оливина.

Магнетит присутствует в качестве постоянной составной части, причем в меланократовых разностях габбро его больше, чем в лейкократовых. Он образует несколько генераций. Более ранняя генерация — это мелкие идиоморфные зерна, тогда как магнетит поздней генерации обычно сидеронитовый, т. е. выполняет промежутки между другими минералами.

Апатит в качестве акцессорного минерала наблюдается довольно часто и присутствует в виде мелких призматических кристаллов.

О вторичных минералах уже было сказано выше при характеристике изменений главных первичных минералов. Здесь мы остановимся только на иддингсите и хлорите. Иддингсит обычно развивается за счет оливина в периферических частях крупных зерен; мелкие зерна обычно замещаются иддингситом нацело. Он имеет чешуйчатое строение, красную окраску и обладает очень слабым плеохроизмом. Хлорит имеет

чешуйчатое и пластинчатое строение; его показатель преломления и величина двупреломления почти такие же, как и у серпентина.

Химический состав описываемых пород иллюстрируется двумя анализами образцов оливинового габбро, содержащих в заметном количестве ромбический пироксен (табл. 7). Анализы выполнены химической лабораторией Уральского геологического управления. Минералогический состав первого образца (I), подсчитанный на столике Уентворса (в %), таков:

Плагиоклаз	63.61
Моноклинный пироксен . . .	11.92
Ромбический	3.08
Оливин	8.98
Вторичные и акцессорные минералы	13.31

Таблица 7

Химический состав оливинового габбро

Компоненты	I Обр. № 268. Северососьвин- ский Урал. Сиби- ряковская дорога		II Обр. № 141. Сибиряковская дорога, р. Хун- тын-Я	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	43.82	730	43.70	728
TiO ₂	1.44	18	1.38	18
Al ₂ O ₃	20.42	200	19.71	193
Fe ₂ O ₃	3.02	19	1.18	7
FeO	5.54	77	6.32	88
MnO	0.10	1	0.15	2
MgO	11.15	276	11.62	288
CaO	13.70	245	14.58	260
Na ₂ O	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—
H ₂ O	0.51	—	нет	—
П. п. пр. . .	1.60	—	1.70	—
	101.30		100.34	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. $2.7 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.3 SiO_2$; $\alpha = 1.16$; $\beta = 111.9$

II. $3.2 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.6 SiO_2$; $\alpha = 1.17$; $\beta = 111$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 47.12	0	9.6	20.4	—	—	—	0.90	0.84
II. 46.37	0	8.9	21.1	—	—	—	0.88	0.73

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	Q
I. 0	14.4	31.7	53.9	26.4	63.3	10.3	2.4	—	6.6
II. 0	13.7	33.1	53.2	22.9	62.6	14.5	2.3	—	7.3

Валовой состав пород и результаты пересчета свидетельствуют о принадлежности наших пород к ультраосновным оливиновым габбро. Для оливиновых и ультраосновных габбро Ф. Ю. Левинсон-Лессинг дает следующую характеристику состава пород, вычисленного по нескольким

анализам: 1) для оливинового габбро (средний состав из 17 анализов):
 2. 75 RO . R₂O₃ . 3.94 SiO₂; $\alpha = 1.36$ и 2) для ультраосновного габбро:
 3.51 RO . R₂O₃ . 3.18 SiO₂; $\alpha = 1.13$.

Нормальное габбро

Эти породы имеют весьма ограниченное распространение и встречаются преимущественно в Северососьвинском районе среди роговообманкового габбро по рр. Хунтыньи и Няньс. Изучение под микроскопом этих пород показало, что они отличаются от оливиновых габбро только отсутствием оливина; в остальном обе эти разновидности обнаруживают почти полное сходство.

Габбро-нориты

Габбро-нориты встречаются в коренном залегании на восточном склоне горы Сатензи Северососьвинского Урала и среди малоокатанчих валунов р. Няньс-Маньи.

Макроскопически габбро-нориты представляют собой преимущественно среднезернистые или мелкозернистые породы, как массивной так и полосчатой текстуры. Наибольшим развитием пользуются мезократовые и лейкократовые разности.

Главные минералы: плагиоклаз, ромбический пироксен, моноклинный пироксен; второстепенные: роговая обманка, магнетит; акцессорные: апатит и кварц. Из вторичных минералов наблюдаются: волокнистая роговая обманка, соссюрит, эпидот, цидот, хлорит и серпентин.

Плагиоклаз (лабрадор-битовнит) количественно доминирует над другими минералами. Форма зерен изометричная, реже табличатая и прямоугольная. Изредка наблюдается зональное строение. Измерениями получено:

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Относится к битовниту	
				Закон двойникования	№ плагиоклаза
2152-b	38°	62°	65°	⊥ (010)	75

Плагиоклаз часто соссюритизирован. Обычно этот процесс захватывает лишь отдельные участки зерен плагиоклаза.

Ромбический пироксен представлен табличатыми и удлиненно-призматическими зернами. Принадлежность его к гиперстену подтверждается оптическими константами: $cNg = 3-5^\circ$; $2V = -57^\circ$; $Ng - Np = 0,009-0,010$. По Np слабо заметна розоватая окраска (обр. 2152-в).

Из вторичных продуктов по пироксену развивается серпентин (или хлорит), возникающий в первую очередь по трещинам. Сравнительно часто в ромбическом пироксене наблюдаются пойкилитовые вросстки из мелких зерен плагиоклаза и роговой обманки.

Моноклинный пироксен встречается в весьма незначительном количестве. По оптическим свойствам он аналогичен моноклинному пироксену оливинового габбро, т. е. отвечает диопсиду.

Роговая обманка представлена компактной разностью; количество ее довольно значительно. Повидимому, она возникла в процессе раннего автометаморфизма за счет моноклинного пироксена, о чем свидетельствуют формы ее зерен. Оптические константы отвечают обычной роговой обманке: $cNg = 19^\circ$, $2V = -81^\circ$ (обр. 2152-в). Цвета плеохроизма: по Ng бурый, по Nm бурый с желтоватым оттенком и по Np светложелтый.

Магнетит, присутствующий обычно в заметных количествах, образует ксеноморфные зерна, которые нередко по соседству с зернами плагиоклаза бывают окаймлены бурой роговой обманкой.

Апатит имеет вид мелких игольчатых кристаллов.

Кварц встречается очень редко и приурочен к интерстициям, которые vyplняет в виде мелких ксеноморфных зернышек.

Вторичная роговая обманка волокнистая, бледнозеленой окраски. Среди соссюритовой массы встречаются мелкие зернышки эпидота и цоизита.

Серпентин развивается по неправильным трещинкам отдельности в ромбическом пироксене, при этом вторичный магнетит не выделяется.

Химический анализ габбро-норита приведен в табл. 8. Анализ выполнен в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Минералогический состав породы, подсчитанный на століке Уентворса, следующий (в %):

Плагиоклаз	79.17
Ромбический пироксен	11.03
Моноклинный пироксен	1.00
Роговая обманка	5.68
Рудный минерал	3.08
Аксессуары и вторичные	0.04

Таблица 8
Химический состав
габбро-норита

Компоненты	Обр. № 2152-в. Восточный склон горы Сатензи. Се- верососьвин- ский Урал	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	48.30	805
TiO ₂ . .	0.77	10
Al ₂ O ₃ . .	22.85	224
Fe ₂ O ₃ . .	4.29	27
FeO . .	4.76	66
MnO . .	0.17	2
MgO . .	5.22	130
CaO . .	12.33	220
Na ₂ O . .	0.60	10
K ₂ O . .	0.29	3
H ₂ O . .	0.09	—
П. п. пр.	0.68	—
	100.35	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

$$1.7 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.2 SiO_2; R_2O:RO = 1.32;$$

$$Na_2O:K_2O = 3.3:1; \alpha = 1.36; \beta = 84.7$$

По Озанну:

s	a	c	f	n	ряд	k	m
53.43	0.8	13.0	16.2	7.6	—	1.07	0.95

По Заварицкому:

a	c	b	s	f'	m'	e	t	n	Q
1.2	16.3	20.2	62.5	46.9	50.0	3.1	1.2	77.0	+6.3

По составу порода отвечает габбровой магме, о чем свидетельствует коэффициент кислотности α , хотя по сравнению с прочими разновидностями габбро здесь наблюдается несколько повышенное содержание SiO₂.

Роговообманковое габбро

Эта наиболее распространенная разновидность габбро слагает в районе Северососьвинского Урала почти весь массив Ялпинг-Нер с его многочисленными отрогами и полосу, идущую от этого массива до р. Лопси. В районе Ляпинского Урала роговообманковые габбро образуют полосу, протягивающуюся от р. Щокурны на север.

Макроскопически среди роговообманковых габбро можно выделить меланократовую, мезократовую и лейкократовую разновидности, причем в Северососьвинском районе меланократовое габбро приурочивается к западной половине массива Ялпинг-Нер, а лейкократовое — к восточной. В Ляпинском районе преобладают меланократовые и мезократовые разновидности. Следует отметить широкое развитие полосатых габбро в южной и западной половине массива Ялпинг-Нер.

Главные минералы: плагиоклаз и роговая обманка; в качестве второстепенных присутствуют магнетит и в единичных случаях моноклинный пироксен; из аксессуарных минералов иногда наблюдается апатит. Вторичные минералы: кварц, соссюрит, эпидот, пренит, хлорит, актинолит, серицит, сфен, цеолиты, лейкоксен и волокнистая роговая обманка.

Плагиоклаз характеризуется хорошей сохранностью и только в габбро с полосатой текстурой он значительно соссоритизирован; образует округлые, с неправильными очертаниями зерна; идиоморфизм в нем выражен лучше, чем в роговой обманке. Двойниковое сложение всюду выражено отчетливо, с характерными для основных плагиоклазов широкими полосами. Результаты замеров двойников на федоровском столике сведены в табл. 9.

Таблица 9

Оптические константы

№ шлифов	BN _г	BN _м	BN _р	Двойниковый шов	Закон двойникования	№ плагиоклаза
4682	65°	60°	41°	—	[001]	54
—	26°	68°	77°	(010)	—	52
4675	47°	65°	53°	—	⊥ [100]	85
—	44°	57°5	64°	(010)	(010)	84
3435-a	44°5	62°	58°	—	⊥ (010)	90
3467-b	47°	64°	54°	—	⊥ (010)	100
1968	45°	58°	62°	—	⊥ (010)	86
3443	51°5	57°	55°5	—	[100]	74
—	—	—	—	—	(010)	—
—	39°5	63°	63°5	(010)	—	77
3454-b	53°	61°	51°	—	[100]	78
—	—	—	—	—	(010)	—
—	36°5	69°	61°5	(010)	—	76
—	51°	63°	51°	(001) ¹	—	76
2115	39°5	76°	54°	(001) ¹	—	100
1982	50°	60°	54°5	—	[100]	80
—	—	—	—	—	(010)	—
—	41°	67°	68°5	(010)	—	75

¹ Спайность.

Преобладающее большинство измерений свидетельствует о постоянстве состава плагиоклаза, отвечающего битовниту. Два измерения дали чистый анортит и только в одном шлифе получен лабрадор (обр. 4682). Плагиоклаз довольно сильно затронут вторичными изменениями. В полосатых габбро его интенсивно замещает соссюрит, а также игольчатый и чешуйчатый серицит. Эпидотизация проявлена слабо, иногда в центральной части зерен плагиоклаза образуется соссюрит, а по краям серицит. В катаклазированных разностях в плагиоклазе наблюдается облачное погасание и искривление двойниковых швов.

Роговая обманка имеет вид округлых или неправильных зерен, с резко выраженным идиоморфизмом (обр. 4702). Зерна роговой обманки в большинстве случаев крупнее зерен плагиоклаза и нередко включают последние (иногда вместе с кварцем) в качестве пойкилитовых вростков.

Оптические константы роговой обманки, измеренные в ряде образцов, представлены в табл. 10.

Таблица 10

Оптические константы роговой обманки

№ шлифов	cNg	2V	Ng—Np	Ng—Nm	Nm—Np	Цвета плеохроизма		
						Ng	Nm	Np
4675	—	около 90°	0,020	—	—	Бледнозеленый с синеватым оттенком	Зеленый	Бледножелтый с зеленоватым оттенком
2115	23°	—88°	0,015	0,007	0,008	То же	Бледнозеленый с желтоватым оттенком	Бледный зеленоватый
3467-b	22°	—80°	0,020	0,007	0,013	Зеленый	Густозеленый	Соломенно-желтый
1968	16°	—86°	0,019	0,005	0,014	Зеленый с синеватым оттенком	Буровато-зеленый	Почти бесцветный
3438	15°	—78°	0,021	0,008	0,013	То же	Густозеленый	Бледный желтовато-зеленый
3435-a	17°	—80°	0,020	0,007	0,013	То же	Зеленый	Почти бесцветный
3451-b	14°	—86°	0,024	0,009	0,015	То же	То же	Зеленовато-желтый
3437-a	18°	—	0,022	0,006	0,016	Зеленый	Зеленый с желтоватым оттенком	Соломенно-желтый
3437-b	13°	—80°	0,021	0,007	0,014	Травяно-зеленый с синеватым оттенком	Темнозеленый	Бледный желтовато-зеленый

Приведенные константы характерны для обыкновенной роговой обманки. Из вторичных минералов, возникающих за счет роговой обманки, следует отметить хлорит и волокнистую роговую обманку бледнозеленого цвета, совершенно аналогичную той, которая развивается за счет моноклинного пироксена.

Моноклинный пироксен присутствует сравнительно в редких образцах в качестве реликтового минерала (обр. 4679), уцелевшего от замещения его роговой обманкой.

Рудный минерал — обычно магнетит — присутствует в породе в изменчивых количествах: в лейкократовых разностях его меньше, чем в меланократовых. Преобладает сидеронитовый магнетит, выполняющий промежутки между другими минералами. Ему значительно уступает магнетит ранней генерации, представленный мелкими редкими зернышками, обычно идиоморфными, включениями в других минералах. Судя по наличию в некоторых породах лейкоксена с характерными пластинчатыми скелетными формами, можно предполагать, что совместно с магнетитом присутствует ильменит, дающий обычно в сочетании с магнетитом титано-магнетит.

Апатита очень немного, хотя для описываемых пород он довольно обычен. Нередко апатит ассоциирует с магнетитом. Удлиненные кристаллики его как бы пронизывают прочие компоненты.

Кварц, повидимому, вторичного происхождения и отмечается только как примесь (обр. 4707, 4676, 4671).

В некоторых образцах (обр. 4699) в очень ограниченном количестве

встречены цеолиты, обычно развивающиеся на границе зерен плагиоклаза и роговой обманки.

Эпидиот развивается обычно совместно с циюзитом не только за счет плагиоклаза, но и за счет роговой обманки. Волокнистая роговая обманка уралитового характера, с пятнистой бледнозеленой окраской развивается как за счет компактной роговой обманки, так и моноклинного пироксена. Наряду с уралитом образуется хлорит, характеризующийся низкими синеватыми или сиреневыми цветами интерференции.

Сфен часто окаймляет титано-магнетитовые зерна с краев.

Актинолит присутствует в виде мелких игольчатых кристаллов с слабо заметной зеленоватой окраской, развивающихся часто по плагиоклазу. Структура в роговообманковых габбро мало отличается от обычной габбровой, т. е. характеризуется развитием изометричных форм с аллотриоморфными очертаниями у главных минералов—плагиоклаза и роговой обманки. В качестве исключения наблюдается гипидиоморфно-зернистая структура в тех случаях, когда зерна роговой обманки или плагиоклаза более индивидуализированы, т. е. принимают призматический габитус (обр. 4709, 4682).

В отношении текстур следует отметить, что в роговообманковых габбро большим развитием пользуется эвтакситовая или полосатая текстура (о локализации полосатых габбро в общем габбровом массиве говорилось). Полосатое строение породы обусловлено в одних случаях чередованием слоев существенно роговообманковых с слоями существенно плагиоклазовыми (плоско-параллельная полосатость), в других — субпараллельным расположением удлиненных кристаллов роговой обманки в общей массе породы (линейно-параллельная полосатость). Здесь необходимо отметить полную аналогию между нашими габбро, имеющими полосатую текстуру, и полосатым габбро Денежкина Камня (Молдаванцев, 1924, 1925 и 1927 гг.).

Таблица 11

Химический состав роговообманковых габбро

Компоненты	I Обр. № 2115. Северососвинский Урал. Гора Яллинг-Нер		II Обр. № 1982. Гора Яллинг-Нер		III Обр. № 4675. Ляпинский Урал. Р. Що- курья		IV Обр. № 4679. Ляпинский Урал. Р. Що- курья		V Обр. № 1968. Сосвинский Урал. Гора Яллинг-Нер		VI Обр. № 1975. Сосвинский Урал. Гора Яллинг-Нер		VII Обр. № 93-а. Сосвинский Урал. Пра- вый уал р. Иютыны	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	41,07	685	42,52	708	43,62	727	44,76	746	44,21	737	44,96	749	45,36	75
TiO ₂ . .	1,46	19	0,76	10	0,15	2	0,73	9	1,14	14	0,95	12	1,24	1
Al ₂ O ₃ . .	18,48	181	22,59	221	21,98	215	20,05	196	22,20	218	28,33	278	23,73	2
Fe ₂ O ₃ . .	3,48	22	3,46	22	0,59	4	3,32	21	6,04	38	4,02	25	4,34	2
FeO . .	7,11	99	4,79	67	5,22	73	7,68	107	6,18	86	4,05	56	5,21	7
MnO . .	0,09	1	0,13	2	0,21	3	0,12	2	0,18	3	0,04	1	0,20	—
MgO . .	11,86	294	8,45	210	9,49	235	5,99	149	5,23	155	2,44	61	5,08	12
CaO . .	13,02	232	15,35	274	14,00	250	13,34	238	12,20	218	13,95	249	13,46	24
Na ₂ O . .	1,36	22	0,80	13	1,98	32	1,87	30	0,75	12	неопр.	—	неопр.	—
K ₂ O . .	0,15	2	0,38	4	0,44	5	0,65	7	0,33	4	»	—	»	—
H ₂ O . .	0,18	—	0,10	—	0,61	—	0,49	—	0,12	—	нет	—	0,10	—
П. п. пр.	1,61	—	1,06	—	2,27	—	1,32	—	0,91	—	0,85	—	0,50	—
Cl . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	следы	—
S . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,038	—
P . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,012	—
	99,87		100,39		100,59		100,32		100,54		99,59		99,27	

1 Габбро роговообманковое с ксенолитом магнетита.

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. 3.2 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 1.26$; $Na_2O : K_2O = 11 : 1$;
 $\alpha = 1.08$; $\beta = 127.27$
 II. 2.3 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 2.9 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 3.25$; $Na_2O : K_2O = 3.25 : 1$;
 $\alpha = 1.09$; $\beta = 114.83$
 III. 2.7 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 15.2$; $Na_2O : K_2O = 6.4 : 1$;
 $\alpha = 1.16$; $\beta = 112.4$
 IV. 2.4 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 13.4$; $Na_2O : K_2O = 4.3 : 1$;
 $\alpha = 1.26$; $\beta = 100.0$
 V. 1.8 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 2.8 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 28.9$; $Na_2O : K_2O = 3.0 : 1$;
 $\alpha = 1.18$; $\beta = 100.0$
 VI. 1.2 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 2.4 SiO_2$; $\alpha = 1.17$; $\beta = 89.4$
 VII. 1.7 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 2.9 SiO_2$; $\alpha = 1.23$; $\beta = 91.4$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I.	44.44	1.0	6.8	22.2	9.2	α	0.72	0.88
II.	46.20	0.9	9.9	19.2	17.5	α	0.79	0.82
III.	46.97	1.8	8.9	19.3	8.9	α	0.75	0.82
IV.	49.44	1.9	8.3	19.8	8.3	α	0.82	0.79
V.	49.31	0.8	10.9	18.3	7.4	β	0.90	0.94
VI.	52.14	0	19.8	10.2	—	—	1.08	1.18
VII.	51.43	0	14.1	15.9	—	—	1.06	0.95

По Зава́рицкому:

	a	c	b	s'	f'	m'	c'	a'	t	n	Q
I. 3.25	11.08	36.25	49.44	27.90	57.52	14.57	0	2.65	93.62	+	8.72
II. 2.5	15.2	29.1	53.2	28.8	53.7	17.5	0	1.4	74.7	—	13.8
III. 5.3	13.1	28.5	53.1	21.3	60.8	17.9	0	0.3	88.9	—	17.5
IV. 5.3	11.7	27.8	55.2	39.8	39.6	20.6	0	1.2	83.3	—	11.9
V. 2.6	15.3	25.5	56.6	49.0	46.0	5.0	0	1.9	76.2	—	7.0
VI. 0	20.2	18.2	61.6	47.8	27.2	0	25.0	1.5	—	+	3.0
VII. 0	18.3	20.8	60.9	49.5	47.5	3.0	0	2.0	—	+	3.4

Анализы III и IV выполнены в химической лаборатории Арктического научно-исследовательского института; анализы I, II, V, VI, VII — в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Все анализы и результаты их пересчета свидетельствуют о принадлежности изученных пород к основной магме.

Химический состав роговообманковых габбро иллюстрируется рядом анализов, расположенных в табл. 11 в порядке возрастания количества SiO_2 . В двух проанализированных образцах произведен подсчет минералов на столике Уентворса, давший следующие соотношения (в %):

Обр. № 4675 (анализ IV)

Роговая обманка	45.91
Плаггиоклаз	12.27
Новообразования, развивающиеся за счет плаггиоклаза	41.82

Обр. № 4679 (анализ V)

Плаггиоклаз	52.84
Роговая обманка	46.06
Пироксен моноклинный	0.56
Магнетит	0.34
Сфен	0.17

Микрогаббро

Микрогаббро образуют особую разновидность среди габбровых пород, характеризующуюся, главным образом, своей мелкозернистой структурой. Размер зерен главных минералов (в обр. 4699): у плаггиоклаза 0.50 мм, у роговой обманки — от 0.45 до 0.61 мм. По химико-минералогическому составу микрогаббро, как видно из дальнейшей характеристики этих пород, не отличается от обычного габбро (оливинового, нормального, роговообманкового и др.).

Плагноклаз присутствует в виде аллотриоморфных зерен и составляет до 30% от всего состава. Как это видно из ряда измерений в роговообманковых (обр. 3433-в и 3445) и пироксеново-роговообманковых (обр. 3456-в) микрогаббро, его состав отвечает анортиту.

№ шлифа	BN _g	BN _m	BN _p	Закон двой- никовогоания	№ пла- гиоклаза
3433-b	47°5	61°5	55°5	$\perp$ (010)	95
3455	49	57°	58°5	$\perp$ (010)	90
3456-b	49	59°	56°5	$\perp$ (010)	94

Роговая обманка является преобладающим минералом в микрогаббро. Зерна ее обычно крупнее зерен пироксена и плагноклаза и в большинстве случаев соприкасаются между собой, тогда как другие компоненты как бы выполняют узкие промежутки между кристаллами роговой обманки, что создает типичную криптовую структуру. Измерениями получены следующие оптические константы роговой обманки (табл. 12).

Таблица 12

Оптические константы роговых обманок

№ шлифа	cNg	2V	Ng—Np	Ng—Nm	Nm—Np	Плеохроизм		
						Ng	Nm	Np
3433-b	12°	84°—	0.017	0.008	0.009	Бледнозеле- ный с синеватым оттенком	Зеленый с желтоватым оттенком	Зеленовато-серый
3445	14°	78°—	0.025	0.009	0.016	Зеленый	То же	Почти бесцветный
3456-b	9°	72°	0.019	0.008	0.011	То же	Густозеленый с желтоватым оттенком	Бледносеровато-зеленый

Моноклинный пироксен занимает подчиненное положение по отношению к плагноклазу и роговой обманке. Оптические константы показывают его принадлежность к диопсиду: cNg = 51°, 2V = 56° +; Ng — Np = 0.028, Ng — Nm = 0.023, Nm — Np = 0.005 (№ 3456-в).

Представление о химическом составе микрогаббро дают два анализа, приведенные в табл. 13. Анализы выполнены: I — в химической лаборатории Уральского геологического управления и II — в химической лаборатории Арктического научно-исследовательского института.

Приведенные анализы и результаты пересчета по ним свидетельствуют о принадлежности пород к типичной габбровой магме.

Соссюритовое габбро

Эта разновидность охватывает габбро с полным замещением плагноклаза соссюритом и пироксена или компактной роговой обманки вторичной уралитовой роговой обманкой. Соссюритовые габбро развиты в западной части габбровой полосы и, в частности, на западной окраине массива Яллинг-Нер.

Макроскопически эта разновидность характеризуется темнозеленой окраской и гнейсовидной текстурой, которая приурочена, главным обра-

Таблица 13

Химический состав микрогаббро

Компоненты	I Обр. № 2133-а. Северососьвин- ский район. Правобережный увал р. Лопсии		II Обр. № 4699. Ляпинский Урал р. Поля	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	46.58	776	46.81	780
TiO ₂ . . .	0.99	12	0.84	10
Al ₂ O ₃ . . .	16.58	163	17.93	176
Fe ₂ O ₃ . . .	4.58	29	6.81	43
FeO . . .	6.29	87	7.11	99
MnO . . .	—	—	0.33	5
MgO . . .	9.32	231	5.89	146
CaO . . .	11.90	212	9.34	167
Na ₂ O . . .	0.97	16	2.78	45
K ₂ O . . .	0.14	1	0.57	6
H ₂ O . . .	0.22	—	0.38	—
П. п. пр. .	0.84	—	1.50	—
	98.4†		100.29	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. $2.9 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.04 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 31$; $Na_2O : K_2O = 16 : 1$;
 $\alpha = 1.38$, $\beta = 88.1$

II. $2.1 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.5 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 8.2$; $Na_2O : K_2O = 7.5 : 1$;
 $\alpha = 1.38$; $\beta = 86.1$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I.	50.69	0.8	7.3	21.9	9.4	α	0.94	0.85
II.	59.97	2.8	6.7	20.5	8.8	α	0.84	0.89

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I.	2.4	10.3	31.5	55.8	32.8	52.1	15.1	1.6	94.1	3.5
II.	7.3	8.9	27.2	56.6	50.0	38.7	11.3	1.3	88.2	10.3

зом, к окраинным частям массива и ориентирована почти параллельно контакту габбрового массива с вмещающими породами.

Плагноклаз, как правило, соскритизирован настолько, что определение его связано с большими трудностями или чаще совершенно невозможно. В тех редких участках, где можно было сделать измерение, оказалось, что плагноклаз обладает весьма высокой основностью и отвечает битовниту или анортиту.

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойникования	№ плагноклаза
3435-с	46°5	62°	56°5	$\perp$ (010)	94
3434-а	41°	65°5	59°5	$\perp$ (010)	82

Моноклинный пироксен и компактная роговая обманка в большинстве случаев замещены вторичной волокнистой роговой обманкой или хлоритом. Оптические свойства роговой обманки приведены в табл. 14.

Таблица 14

Оптические свойства роговой обманки

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np	Плеохроизм		
						Ng	Nm	Np
3435-с	16°	—82°	0.019	0.007	0.012	Зеленый с синеватым оттенком	Зеленый с желтоватым оттенком	Бледный зеленовато-серый
3442-а	13°	—76°	0.025	0.008	0.017	Зеленый	То же	Соломенно-желтый
3434-а	18°	—75°	0.016	0.006	0.010	Бледнозеленый	Бледнозеленый с чуть заметным желтоватым оттенком	Желтовато-зеленоватый

Магнетита обычно мало: зерна его большей частью имеют аллотриоморфные очертания.

Первичная габбровая структура описываемых пород затушевывается обильным новообразованием волокнистой роговой обманки, в связи с чем возникает переходная кристаллобластовая структура, которая при некотором параллельном расположении волокон роговой обманки может привести к нематобластовой структуре.

Диориты

Диориты представляют собой промежуточные породы между рогово-обманковыми габбро и кварцевыми диоритами, с которыми они тесно ассоциируют, вследствие чего нередко затрудняется их выделение как в поле, так и на карте. Связующим звеном между габбро и диоритами служат габбродиориты, отличающиеся от первых более кислым составом плагиоклаза, а от вторых — структурой, аналогичной структуре габброидных пород.

Диориты, наблюдаемые почти всюду в восточной части габбровой полосы, встречены также в россыпях восточных отрогов горы Ялпинг-Нер и в обнажениях рр. М. Сосьва и Сосьвинской Маньи.

Макроскопически диориты представляют собой породы светлосерого цвета, среднезернистой структуры. Характерно для них развитие эвтакситовых и атакситовых текстур, что обусловлено послойным чередованием мелкозернистых темных (меланократовых) участков с более крупнозернистыми мезократовыми.

Главные минералы: плагиоклаз и роговая обманка; второстепенным минералом является биотит; акцессорные: магнетит, апатит, сфен, кварц. Вторичные: соссорит, эпидот, хлорит и серицит.

Плагиоклаз составляет главную массу породы, образуя крупные таблицы и изометричные зерна. Состав плагиоклаза, как видно из приведенных измерений в крупнозернистом и мелкозернистом участках атаксита, отвечает андезину.

Плагиоклаз гораздо в большей степени, чем в габбро, затронут соссоритизацией и серицитизацией, причем в зональных плагиоклазах участки в центре разложены сильнее, нежели с краев.

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойникования	№ плагиоклаза	Примечание
4710	21°5	70°	82°5	⊥ (010)	44	Крупно-зернистый участок Мелко-зернистый участок
4710	25°5	65°	85°	⊥ (010)	45	

Роговая обманка имеет призматический габитус. Иногда она ксеноморфна по отношению к плагиоклазу и заполняет промежутки между его призматическими зернами. Принадлежность ее к обыкновенной роговой обманке видна из приводимых здесь констант:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Ng — Np
4710	11°	70°—	0.018	0.005	0.013

Цвета плеохроизма: по Ng — зеленый с синеватым оттенком, по Nm — зеленый с желтоватым оттенком, по Np — бледный зеленовато-желтоватый. Спайность призматическая с обычным углом между двумя ее направлениями (около 124°).

В зернах роговой обманки наблюдаются иногда пойкилитовые вроски кварца.

Биотит, присутствующий в незначительном количестве в виде мелких неправильных пластинок, тесно ассоциирует с роговой обманкой и, вероятно, развивается за ее счет; резко плеохроирует в бурых цветах до полной абсорбции.

Магнетит по преимуществу представлен ксеноморфными зернами: идиоморфные мелкие зерна ранней генерации очень редки.

Апатит присутствует в мелких удлинённых призмочках, включённых в роговой обманке и рудном минерале.

Сфен образует мелкие неправильные зерна, характеризующиеся серой окраской и высокими цветами интерференции.

Кварц присутствует в небольшом количестве. Скопления его из мелких округлых зерен выполняют интерстиции между крупными индивидами.

Соссюрит развивается за счет плагиоклаза. Попутно возникают серицит и эпидот, иногда образующий небольшие скопления из мелких неправильной формы зерен. Хлорит образуется за счет роговой обманки и биотита.

Структура диоритов гилидиоморфно-зернистая; у габбродиоритов — габброидная.

Химический состав диоритов показан в табл. 15. Минералогический состав диорита определен с помощью столика Уентворса (в %):

Плагиоклаз	71.08
Роговая обманка	22.39
Моноклинный пироксен . .	4.93
Вторичные продукты . .	1.60

Анализ образца выполнен в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Таблица 15

Химический состав
диорита

Компонен- ты	Обр. № 151. Правобереж- ный увал р. Хутины по Сибиря- ковской дороге	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	55.84	930
TiO ₂ . .	1.18	15
Al ₂ O ₃ . .	16.67	163
Fe ₂ O ₃ . .	2.84	18
FeO . .	4.76	66
MnO . .	0.11	1
MgO . .	4.58	113
CaO . .	7.63	136
Na ₂ O . .	2.78	45
K ₂ O . .	1.18	19
H ₂ O . .	—	—
П. п. пр.	1.44	—
	99,63	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

$$2.1 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.1 SiO_2; R_2O : RO = 1 : 5.0; Na_2O : K_2O = 2.4 : 1.2 \\ \alpha = 2.02; \beta = 60.3$$

По Озанну:

s	a	c	f	n	ряд	k	m
61.81	4.5	7.0	18.5	7.1	β	1.12	0.85

По Заварицкому:

a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
9.0	7.0	17.7	66.3	40.5	45.2	14.3	1.6	70.3	+7.7

Как видно из данных анализов и результатов пересчетов, порода занимает промежуточное место между габбро и диоритами: «к» отвечает породам средней кислотности (диоритам), тогда как «с» (по Озанну) больше соответствует габбро. Величина SiO₂ характеризует породу, как переходную от основных к средним.

Кварцевые диориты и плагиограниты

Кварцевые диориты и плагиограниты развиты на восточной окраине габбровой интрузии, где они тянутся почти через весь район в виде узкой полосы.

Названные породы, будучи тесно связаны друг с другом постепенными переходами, нами объединены в одну группу. Макроскопически они часто неотличимы друг от друга и представлены крупнозернистыми и реже среднезернистыми разностями светлосерой окраски, с бледно-зеленоватыми оттенками (в результате вторичных изменений).

Плагиограниты по сравнению с кварцевыми диоритами содержат больше калиевого полевого шпата, который в кварцевых диоритах может совершенно отсутствовать, и меньше темноцветных компонентов. Кроме того, плагиоклаз в плагиограните более кислый (олигоклаз, олигоклаз-альбит и альбит), чем в кварцевых диоритах, в которых он варьирует от среднего до основного андезита. Главные бесцветные минералы — плагиоклаз и кварц; темноцветные — роговая обманка или биотит; калиевый полевой шпат в качестве второстепенной составной части встречается в плагиогранитах, тогда как в кварцевых он присутствует лишь спорадически. Акцессорные минералы: сфен, апатит и магнетит. Вторичные: серицит, соссюрит, эпидот, цоизит и хлорит.

Плагиоклаз, всюду преобладающий над прочими компонентами, представлен призматическими и табличатыми зернами, часто изометричными или брусчатыми (в мелкозернистых разностях), с хорошо развитыми конечными гранями. Идиоморфизм плагиоклаза по отношению к прочим минералам всегда выражен отчетливо. О различии в составе плагиоклаза в кварцевых диоритах и плагиогранитах свидетельствуют следующие измерения в двойниках (табл. 16).

Оптические константы

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойниковый шов	Закон двойникования	№ плагиоклаза
---------	-----	-----	-----	-----------------	---------------------	---------------

Кварцевые диориты

4334-а	70°5	46°	50°5	—	(001)	43
--------	------	-----	------	---	-------	----

Плагииграниты

2058	18°	72°	90°	—	(010)	3
3828	10°	81°	85°5	—	(100)	10
—	80°	17°5	75°5	(001)	(001) —	9

Как видно из приведенных измерений, состав плагиоклаза колеблется в широких пределах: от андезина (для кварцевых диоритов) до альбита и альбит-огиоклаза для плагиигранитов. Однако в зональных плагиоклазах основность центральных участков зерен (даже у плагиигранитов) достигает 45% Ап.

В катаклазированных породах зерна плагиоклаза деформированы и двойниковые полоски несколько изогнуты; наблюдается облачное погасание. В зональных плагиоклазах более основные ядра зерен бывают сильнее затронуты соссюритизацией и серицитизацией, нежели краевые части. Кроме соссюрита и серицита, нередко за счет плагиоклаза образуется эпидот.

В зернах плагиоклаза на границе с калиевым полевым шпатом наблюдаются характерные червеобразные мирмекитовые вроски кварца.

Кварц в кварцевых диоритах составляет примерно 15—20% от всего состава, тогда как в плагиигранитах количество его возрастает до 30% и выше.

Он заполняет ксеноморфные промежутки между другими минералами в виде отдельных зерен. В породах с большим количеством кварца зерна его обычно имеют неправильную форму и нередко включают мелкие пойкилитовые вроски плагиоклаза. Подобно плагиоклазу кварц обнаруживает признаки катаклаза, проявляющегося в облачном погасании и в раздробленности зерен.

Роговая обманка всюду присутствует в подчиненном плагиоклазу количестве; крупные призматические индивиды ее обнаруживают более отчетливый идиоморфизм.

Мелкие зерна обычно образуют скопления, которые выполняют промежутки между призматическими кристаллами плагиоклаза. Оптические константы ее вполне отвечают обыкновенной роговой обманке.

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np	Плеохроизм		
						Ng	Nm	Np
4334-а	15°	72°	0.019	0.006	0.013	Зеленый с голубым оттенком Зеленый	Зеленый (гуще, чем по Ng) Зеленый с желтым оттенком	Почти бесцветный
4696	—	63°	0.020	—	—			Желтовато-зеленый

Сравнительно редко наблюдается почти бесцветная разновидность роговой обманки. Из вторичных минералов, развивающихся за счет роговой обманки, чаще всего приходится наблюдать хлорит.

Биотит встречается реже роговой обманки. Он присутствует в виде мелких чешуек, образующих часто беспорядочные скопления; крупные индивиды имеют форму пластин или таблиц, часто с неровными и как бы рваными краями. Плеохроизм выражен резко, от темнубурого по Ng до соломенножелтого по Nr.

Калиевый полевой шпат встречается не во всех породах и принадлежит микроклину, что подтверждается наличием характерной микроклиновой решетки. Микроклин присутствует в единичных ксеноморфных зернах, заполняющих совместно с кварцем интерстиции. В более крупных зернах он обнаруживает слабый идиоморфизм, будучи представлен не вполне правильными мелкими табличатыми зернами. Иногда с кварцем, микроклин дает микропегматитовые сростки. От плагиоклаза отличается сравнительной свежестью и отсутствием в нем новообразований серицита. В простом проходящем свете обнаруживает слабое буро-коричневое окрашивание.

Сфеен сравнительно редок и встречается в весьма мелких неправильных зернышках, обычно ассоциирующих с магнетитом.

Апатит довольно обычен и представлен редкими коротко призматическими кристаллами, включенными в плагиоклазе.

Магнетит присутствует в весьма ограниченном количестве в редких и преимущественно ксеноморфных зернах.

Структура описываемых пород характеризуется отчетливо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату и кварцу. Роговая обманка и биотит дают то идиоморфные, то аллотриоморфные ограничения. Таким образом, в целом структура плагиогранитов и кварцевых диоритов гипидиоморфно-зернистая. Изредка наблюдается порфирированность, причем вкрапленники, заметно выделяющиеся по величине, образованы плагиоклазом. Текстура пород преимущественно массивная; иногда наблюдается полосчатая текстура. Так-

Таблица 17

Химический состав плагиогранитов

Компоненты	I Обр. № 2028-а. Северососьвин- ский Урал. Левый берег р. Маны — ниже устья Мезопаты		II Обр. № 3836. Ляпинский Урал. Водораздел между рр. Няртцо-Ю и Щёкур-Я		III Обр. № 318-с. * Северососьвин- ский Урал. Правый берег р. Йоугынь		IV Обр. № 4701. Ляпинский Урал. Р. Поль-Я	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	65.14	1085	65.47	1091	71.91	1198	78.06	1218
TiO ₂	0.38	5	0.18	2	0.40	5	0.25	3
Al ₂ O ₃	17.03	167	18.82	184	13.89	136	14.37	140
Fe ₂ O ₃	4.11	26	0.18	1	0.73	5	1.85	11
FeO	2.29	32	1.90	26	2.32	32	1.88	26
MnO	—	—	0.02	—	0.16	2	следи	—
MgO	3.18	79	1.72	43	1.36	34	0.87	22
CaO	6.14	110	5.07	90	2.69	48	3.77	67
Na ₂ O	1.34	22	4.01	65	3.34	54	2.66	43
K ₂ O	0.06	1	1.25	13	0.21	2	0.92	10
H ₂ O	0.66	—	0.11	—	0.24	—	0.27	—
П. п. пр. . .	1.27	—	1.45	—	1.02	—	0.34	—
	101.60		100.18		98.27		100.24	

По Левинсон-Лессингу:

- I. 1.3 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.6 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 9.6$; $Na_2O : K_2O = 22 : 1$;
 $\alpha = 2.6$; $\beta = 40.18$
 II. 1.2 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.9 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2.0$; $Na_2O : K_2O = 5.0 : 1$;
 $\alpha = 2.75$; $\beta = 38.7$
 III. 1.2 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.5 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2.0$; $Na_2O : K_2O = 27 : 1$;
 $\alpha = 4.03$; $\beta = 26.1$
 IV. 1.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2.2$; $Na_2O : K_2O = 4.3 : 1$;
 $\alpha = 3.92$; $\beta = 26.2$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I.	70.15	2.5	14.5	13.0	9.6	α	1.9	1.27
II.	72.10	9.2	13.4	7.4	8.3	"	1.44	1.13
III.	79.08	9.5	13.0	7.5	9.5	"	2.21	1.65
IV.	78.56	7.4	13.9	8.7	8.1	"	2.12	1.17

По Заварицкому:

	a	c	b	s'	f'	m'	a'	t	n	Q
I.	3.1	7.4	15.7	73.8	35.9	34.2	29.9	0.5	96.6	+33.8
II.	10.8	6.2	7.2	75.8	27.2	41.7	31.1	0.3	83.2	+21.8
III.	7.5	3.2	39.3	80.0	30.0	24.3	45.7	0.4	96.4	+41.9
IV.	7.0	4.5	7.6	80.9	43.9	19.3	36.8	0.2	81.1	+43.3

ситовые текстуры редки. Среди плагиогранитов имеются разновидности, почти лишенные цветных минералов (обр. 4704).

О химическом составе плагиогранитов дают представление четыре анализа, приведенные в табл. 17.

Анализы I и III выполнены химической лабораторией Уральского геологического управления; II и IV — лабораторией Арктического института.

В одном из образцов плагиогранита (обр. 4701) был произведен подсчет минералов на столике Уентворса, давший такие результаты (в %):

Плагиоклаз	62.45
Кварц	33.22
Роговая обманка	3.48
Сфен	0.45
Эпидот и др. примеси	0.40

Приведенные анализы, характеризующие пересыщенность пород глиноземом, несколько разнятся друг от друга по кислотности.

По коэффициенту кислотности α и отношениям: $RO : R_2O_3$ и $R_2O : RO$ первые два анализа (I и II) соответствуют кварцевым диоритам, а анализы III и IV близки к породам гранитной магмы.

Магматическая формула среднего состава уральских гранитов (из 7 анализов) (Левинсон-Лессинг 323) ($I. I \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8SiO_2$; $R_2R : RO = 17 : 1$; $\alpha = 3.86$) показывает весьма большое сходство с формулами последних двух анализов; разнятся лишь отношения щелочей к щелочным землям.

В приведенных анализах $RO < R_2O$, что характерно для щелочно-земельных пород и объясняется весьма малым содержанием в породах калиевого полевого шпата по сравнению с плагиоклазом. Это же подтверждается и значениями коэффициентов «п» (по Озанну и Заварицкому).

Кварцевые альбитофиры, по нашему мнению, представляют краевую и гипабиссальную фации плаггиогранитов, к которым они приурочены на всем протяжении последних, образуя с ними непосредственный контакт. Отсутствие туфов и аналогичный с плаггиогранитами минералогический состав подтверждают высказанный взгляд на их происхождение. В восточной части они образуют интрузивный контакт с примыкающими к ним среднепалеозойскими отложениями. О более позднем внедрении их в названную толщу свидетельствует отчетливо выраженный интрузивный контакт.

Макроскопически описываемые породы характеризуются мелкозернистой структурой и светлой окраской. Порфировидная структура отчетливо обнаруживается только под микроскопом.

В фенокристаллах присутствуют альбит и кварц; в основной массе — те же минералы с примесью магнетита. Размеры вкрапленников колеблются в пределах 0.5—3 мм.

Альбит вкрапленников в большинстве случаев превалирует над кварцем. Форма зерен изометричная, табличатая и неправильная. Часто хорошо выражено двойниковое строение. Иногда зерна плаггиоклаза раздроблены и обычно заполнены новообразованиями (серицит, соссорит и пр.). Принадлежность плаггиоклаза к альбиту всюду выявляется из сравнения показателей преломления минералов и канадского бальзама (по дисперсионному эффекту).

Кварц вкрапленников представлен в разнообразной форме: шестиугольной, квадратной, клиновидной, часто со следами оплавления, вследствие чего появляются округлые зерна. Иногда зерна кварца раздроблены.

Основная масса имеет трахитоидную или иногда гранулитовую структуру. Магнетит в основной массе присутствует в качестве акцессорной примеси в виде мелких идиоморфных зернышек.

Для характеристики химического состава кварцевых альбитофиров в табл. 18 приводим три анализа образцов, взятых в районе Северососьвинского Урала. Анализы выполнены в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Таблица 18

Химический состав кварцевых альбитофиров

Компоненты	I Обр. № 1164. Левый берег р. Нясы		II Обр. № 1205. Левый берег р. Йоутыньи		III Обр. № 115-з. Правый берег р. Лопси ниже р. Хунтыньи	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	66.58	1110	71.12	1185	72.74	1212
TiO ₂ . . .	—	—	0.44	5	0.73	9
Al ₂ O ₃ . . .	16.50	162	14.43	141	11.86	116
Fe ₂ O ₃ . . .	2.56	16	1.21	8	3.53	22
FeO . . .	1.46	20	1.80	25	1.75	24
MnO . . .	0.07	1	0.09	1	0.22	3
MgO . . .	1.71	42	2.83	70	0.82	20
CaO . . .	5.36	96	1.13	20	1.03	18
Na ₂ O . . .	3.29	53	3.09	50	5.81	94
K ₂ O . . .	1.71	18	0.36	4	0.24	3
H ₂ O . . .	0.80	—	0.36	—	0.60	—
П. п. пр. .	0.64	—	2.63	—	0.98	—
	100.68		99.49		100.31	

Пересчеты анализов

- I. 1.3 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.2 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2.2$; $Na_2O : K_2O = 2.94 : 1$;
 $\alpha = 2.9$; $\beta = 36.7$
- II. 1.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.9 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2.2$; $Na_2O : K_2O = 12.5 : 1$;
 $\alpha = 3.84$; $\beta = 26.9$
- III. 1.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.7 SiO_2$; $R_2O : RO = 1.49 : 1$; $Na_2O : K_2O = 31.3 : 1$;
 $\alpha = 4.2$; $\beta = 24.7$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I.	72.27	8.0	10.5	11.5	7.4	β	1.56	0.96
II.	78.00	8.3	13.5	8.4	9.5	α	2.43	2.02
III.	78.92	13.8	3.1	13.1	9.8	α	1.72	1.00

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	t	n	Q
I.	9.8	6.5	6.8	76.9	54.1	42.8	3.1	0	—	74.6	+27.7
II.	6.9	1.3	15.8	76.0	17.0	28.7	0	54.3	0.4	92.6	+37.0
III.	12.6	1.1	6.3	78.0	73.5	20.4	0	6.1	0.7	97.0	+33.6

Содержание K_2O в двух последних анализах незначительно; весьма заметное преобладание Na_2O над K_2O объясняется преобладанием альбита и отсутствием калиевого полевого шпата в породе.

В анализах II и III обнаруживается пресыщенность пород глиноземом.

Жильные породы

В эту группу входят жильные породы, генетически и пространственно связанные с восточной интрузией основных и кислых пород, характеризующиеся весьма различным минералогическим составом и структурой.

Среди габбро развиты: роговообманковые габбровые пегматиты, анортозиты и горнблендиты, диабазы, диабазовые порфириды, одиниты и микродиориты, а среди кварцевых диоритов и плагиогранитов: спессартиты, плагиоаплиты, гранит-аплиты и микропегматиты.

Роговообманковые габбровые пегматиты

Жилы роговообманковых пегматитов пользуются очень широким распространением среди пород группы габбро. Наибольшего развития в районе Северососьвинского Урала они достигают на главной и южной вершинах горы Яллинг-Нер, а в районе Ляпинского Урала по рр. Манья, Щокурь-Я и в особенности по правобережному увалу р. Щокурь-Я и на водоразделе рр. Манья и Поль-Я. Роговообманковые пегматиты всюду тесно ассоциируют с жилами горнблендитов и анортозитов. На этом вопросе мы остановимся несколько позднее.

Обычно в центральных частях жил, имеющих неправильную форму, наблюдается крупнозернистая структура. К зальбандам размер зерен уменьшается и вместе с тем увеличивается количество роговой обманки. Реже наблюдается обратная картина. Иногда роговообманковые пегматиты, расщепляясь, дают неправильные мономинеральные участки, сложенные или среднезернистым плагиоклазом или зеленовато-темной роговой обманкой. Величина таких участков иногда достигает значительных размеров: до 20—30 см по мощности и от 1 до 3 м по простираанию. Очень обычны также и постепенные переходы роговообманковых пегматитов в горнблендиты и в анортозиты.

Минералогический состав роговообманковых пегматитов вполне соответствует составу роговообманковых габбро, и только размеры минеральных компонентов значительно превышают обычные размеры индивидов, даже для крупнозернистых габбро. Размеры зерен главных минералов роговообманковых пегматитов — плагиоклаза и роговой обманки — варьируют в широких пределах от нескольких миллиметров до 15—20 см. Этот факт, несомненно, связан с наличием в магме большого количества летучих компонентов, главным образом паров воды.

Плагиоклаз редко представляется сохранным, обычно он соскюритизирован и серицитизирован; часто катаклазирован, что выражается в появлении облачного погасания и искривлении двойников. Измерения показывают, что плагиоклаз отвечает анортиту:

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойниковый шов	Закон двойникования	№ плагиоклаза
3457-а	51°	57°5	55°5	—	(010)	92 { 1-е зерно
—	50°5	61°	53°	—	(010)	96 { 2-е зерно
—	40°5	58°	67.5°	—	—	90 { зерно
3468	51°	93°	51°	RS	(010)	100
—	40°	60°	66°	RS	—	94

Плагиоклаз из образца № 3449-в (Северососьвинский Урал, г. Ялпинг-Нер) был выделен и проанализирован химической лабораторией Геологического института Академии Наук СССР; получен следующий его состав (в %):

SiO ₂ . . .	45.46	Na ₂ O . . .	1.04
TiO ₂ . . .	следы	K ₂ O . . .	нет
Al ₂ O ₃ . . .	34.86	H ₂ O . . .	0.16
Fe ₂ O ₃ . . .	0.32	П. п. пр. .	0.23
FeO . . .	0.14	P ₂ O ₅ . . .	нет
MnO . . .	следы	BaO . . .	„
MgO . . .	0.08		
CaO . . .	18.27		100.56

Валовой состав плагиоклаза отвечает примерно № 90, что и согласуется с данными оптических измерений в двойниках, образованных по периклиновому закону (010).

Роговая обманка представлена в более крупных и лучше образованных, чем плагиоклаз, призматических удлинённых кристаллах, достигающих размера 15—20 см.

Измерения показали, что по оптическим свойствам она принадлежит обыкновенной роговой обманке:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np	Ng	Плеохроизм	
							Nm	Np
3457-а	14°	72°	0.018	0.009	0.009	Зеленый с голубоватым оттенком	Густой зеленый с желтоватым оттенком	Бледный зеленовато-серый (соломенный)

Подобно плагиоклазу в породе была проанализирована и роговая обманка (обр. 505, Ляпинский Урал, р. Шюкур-Я). Анализ выполнен

SiO ₂ . . .	43.10	SO ₃ . . .	Следы
TiO ₂ . . .	1.70	П. п. пр. .	1.96
Al ₂ O ₃ . . .	13.46	S	0.03
Fe ₂ O ₃ . . .	3.40	Cl	0.03
FeO	7.80	P ₂ O ₅ . . .	нет
MnO	0.13	BaO	"
MgO	14.02	H ₂ O	0.12
CaO	11.88	F	0.06
Na ₂ O . . .	1.92		
K ₂ O	0.44		100.05

Из примесей присутствуют апатит и магнетит. Первый обычно приурочивается к зернам роговой обманки, магнетит распределен довольно равномерно; в некоторых образцах он почти отсутствует, в других же, наоборот, количество его значительно. Зерна магнетита обладают преимущественно идиоморфными ограничениями. В качестве автоморфных включений магнетит наблюдался в роговой обманке.

Из вторичных минералов развиты: эпидот, цоизит, тремолит, хлорит, серицит и соссюрит.

Структура роговообманковых пегматитов характеризуется не всегда отчетливо выраженным идиоморфизмом составных частей, причем, как указывалось выше, кристаллы роговой обманки часто лучше оформлены, чем плагиоклаз. В целом структура приближается к призматически зернистой.

Представление о химическом составе габбровых роговообманковых пегматитов, помимо приведенных выше двух анализов плагиоклаза и роговой обманки, из которых уже можно вывести средний состав породы, дает анализ обр. № 3457, выполненный в химической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР (табл. 19).

Таблица 19

**Химический состав
роговообманкового
габбрового пегматита**

Компоненты	Обр. № 3457. Северососьвинский Урал. Гора Ялпинг-Нер		Пересчеты анализов							
	вес. %	мол. кол.	По Левинсон-Лессингу:							
			1.0 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 2.1 SiO_2$; $R_2O:RO=1:24.8$; $Na_2O:K_2O=13.0:1$; $\alpha=1.03$; $\beta=97.5$							
SiO ₂ . . .	43.66	728	По Озанну:							
TiO ₂ . . .	следы	—								
Al ₂ O ₃ . .	35.68	350								
Fe ₂ O ₃ . .	нет	—								
FeO . . .	0.20	3	s	a	c	f	n	ряд	k	m
MnO . . .	0.06	1	50.63	1.2	27.9	0.9	9.3	α	0.95	0.56
MgO . . .	0.12	3	По Заварицкому:							
CaO . . .	18.44	338								
BaO . . .	0.15	1								
Na ₂ O . . .	0.82	13								
K ₂ O . . .	0.10	1	a	c	b	s	f'	m'	c'	t
P ₂ O ₅ . . .	следы	—	2.5	30.5	0.9	66.1	38.8	30.6	30.6	0
H ₂ O . . .	нет	—								
П. п. пр.	0.58	—								
100.31										

Как валовой анализ, так и полученные из него числовые характеристики свидетельствуют о принадлежности породы к основной (габбровой) магме.

По внешнему облику горнблендиты представляют собой массивные породы, окрашенные в почти черный цвет, иногда с зеленоватым оттенком. Структурно преобладают крупнозернистые разновидности, в меньшем количестве развиты среднезернистые и мелкозернистые.

Горнблендиты почти нацело сложены роговой обманкой; все прочие минералы — плагиоклаз, рудный минерал и апатит — присутствуют в качестве примеси. Вторичные минералы: сфен, эпидот, соссюрит.

Роговая обманка имеет вид изометричных и неправильных зерен, в более редких случаях представлена удлиненно-призматическими кристаллами. По оптическим свойствам она относится к обыкновенной роговой обманке (табл. 20).

Таблица 20

Оптические константы								
№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np	Плеохроизм		
						Ng	Nm	Np
1986-а	13°	80°	0.017	0.007	0.010	Бледно-зеленый	Густой зеленый с желтым оттенком	Серовато-зеленый почти бесцветный
3444-а	18°	86°	0.020	0.009	0.011	Зеленый	Густозеленый с желтоватым оттенком	Соломенно-желтый
2244-с	18°	77°	0.024	—	—	Зеленый	Зеленый	Бледно-зеленый с желтоватым оттенком

Местами в центральных частях зерен роговой обманки встречаются остаточные зерна моноклинного пироксена, за счет которого она и образовалась, вероятно, в самую раннюю (магматическую) стадию автотематоморфизма.

Плагиоклаз присутствует в виде мелких аллотриоморфных зерен в интерстициях, образованных кристаллами роговой обманки. В неизменном виде встречается редко, замещаясь всюду соссюритом и эпидотом.

Рудный минерал — магнетит — в мелких ксеноморфных зернах равномерно распределен в породах.

Апатит присутствует в мелких призматических кристаллах, часто ассоциирующих с магнетитом.

Сравнительно часто наблюдается сфен.

Структура пород, характеризующая взаимоотношением крупных идиоморфных зерен роговой обманки, может быть отнесена к панидиоморфно-зернистой.

Представление о химическом составе горнблендитов дают два анализа, выполненные химической лабораторией Уральского геологического управления (табл. 21).

Данные анализа и его пересчета определяют ультраосновную магму.

Анортозиты — полнокристаллические породы, почти совершенно белые, характеризующиеся полным отсутствием или ничтожным содержанием темноцветных минералов. Кроме плагиоклаза, на долю которого приходится до 95% всего состава, в породе присутствуют: роговая обманка, в единичных случаях ромбический пироксен, а также магнетит; вторичные минералы: цоизит, хлорит и эпидот.

Таблица 21

Химический состав горнблендитов

Компоненты	I Обр. № 1986-а Северососьвин- ский Урал. Гора Яллинг-Нер		II Обр. № 2244-с Северососьвин- ский Урал. Р. Нысь	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	40.57	676	40.54	676
TiO ₂	0.76	10	0.91	11
Al ₂ O ₃	18.72	183	16.06	157
Fe ₂ O ₃	5.80	36	3.11	19
FeO	6.43	89	9.19	128
MnO	—	—	0.28	4
MgO	13.23	329	11.86	295
CaO	12.81	229	12.24	219
Na ₂ O	0.08	2	2.76	45
K ₂ O	0.05	1	0.48	5
H ₂ O	0.23	—	0.12	—
П. п. пр. .	0.62	—	0.42	—
	99.30		99.97	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. $3.0 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.1 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 215.3$; $Na_2O : K_2O = 2 : 1$;
 $\alpha = 1.03$; $\beta = 128.8$

II. $3.9 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.8 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 12.9$; $Na_2O : K_2O = 9 : 1$;
 $\alpha = 1.10$; $\beta = 128.9$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I.	43.02	0.5	7.5	22.0	6.7	β	0.75	0.91
II.	43.48	2.0	4.5	23.5	9.0	α	0.63	0.80

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I.	0.4	12.7	38.3	48.6	29.8	61.1	9.1	1.45	66.7	— 18.1
II.	6.7	7.4	39.2	46.7	29.6	51.4	19.0	1.6	90.0	— 27.3

Плагиоклаз представлен преимущественно аллотриоморфными зернами; имеет состав анортита (№ 90—94).

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойниковый шов	Закон двойникова- ния	№ плагиоклаза
1966-b	51°	56°5	56°5	—	(010)	91
—	40°	61°	65°	RS	—	94
3449-b	49°	60°	55°5	—	(010)	92
—	41°	59°5	65°5	RS	—	90

Структура анортозитов аллотриоморфно-зернистая.

Для сравнения приводим анализы: 1) анортозита и 2) плагиоклаза из

роговообманкового пегматита (стр. 261). Анализ I выполнен в химической лаборатории Уральского геологоразведочного треста (табл. 22).

Т а б л и ц а 22
Химический состав анортозита и плагиоклаза
из роговообманкового пегматита

Компоненты	I Обр. № 1966-б. Анортозит, Вершина горы Ялпиг-Нер		II Обр. № 2449-б. Плагиоклаз из роговообманко- вого пегматита	
	Весовые проценты			
SiO ₂ . . .	44.32	0.735	45.46	0.756
TiO ₂ . . .	0.23	0.003	следы	—
Al ₂ O ₃ . . .	35.87	0.350	34.86	0.340
Fe ₂ O ₃ . . .	0.80	0.005	0.32	0.002
FeO . . .	нет	—	0.14	0.002
MgO . . .	0.39	0.010	0.08	0.005
CaO . . .	18.77	0.334	18.27	0.326
Na ₂ O . . .	He	—	1.04	0.017
	определ.			
K ₂ O . . .	Нет	—	Нет	—
H ₂ O . . .	0.74	—	0.16	—
П. п. пр. .	0.2	—	0.23	—
	101.36		100.56	

Пересчеты анализа

По Левинсон-Лессингу:

$$1.0 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 2.1 SiO_2; \alpha = 1.06; \beta = 95.2$$

По Озанну:

s	a	c	f	n	ряд	k	m
51.18	0	29.5	0.5	—	—	1.05	5.00

По Заварицкому:

a	c	b	s	f'	m'	a'	t	n	Q
0	29.8	4.6	65.6	19.2	19.2	61.6	0.40	—	+1.4

Если принять во внимание, что анортозит (анализ I) состоит исключительно из плагиоклаза, то анализ I вполне характеризует состав именно плагиоклаза, отвечающего № 95; плагиоклаз в анализе II, как мы видели выше, приближается к № 90. Это вполне согласуется и с теми отличиями в содержании SiO₂, Al₂O₃, CaO и Na₂O, которые видны и в анализах I и II. Из сопоставления анализов видно, что анортозиты и роговообманковые пегматиты генетически очень тесно связаны друг с другом.

Порядок выделения описанных жильных пород — роговообманковых пегматитов, горнблендитов и анортозитов — представляется нам в следующем виде.

В последнюю стадию застывания габбрового массива в отдельных местах его, повидимому, оставались небольшие очаги, насыщенные газами и парами воды, где процесс кристаллизации шел замедленно и весьма неравномерно вследствие неустойчивости давления и температуры (в силу возникавших трещин или других выходов для газов). Такие

условия благоприятствовали в отдельные моменты (при высокой температуре по преимуществу) образованию крупных кристаллов роговой обманки, которые в силу удельного веса группировались вместе и давали неправильные скопления, наподобие жилообразных масс горнблендита. После выделения определенного количества кристаллов роговой обманки наступал период равновесия, до некоторой степени соответствующий эвтектике; тогда начинался процесс совместной кристаллизации роговой обманки и плагиоклаза (роговообманковые пегматиты). В случае же пресыщения раствора алюмосиликатами вместо роговой обманки в первую очередь выделялись плагиоклазы, давшие отдельные жилы анортитов.

Диабазы

Макроскопически это мелкозернистые темносерые, слегка зеленоватые породы массивной текстуры.

Главные минералы: плагиоклаз (50—60%) и моноклинный пироксен (около 35%); второстепенные и примеси: магнетит, пирит, ильменит, сфен и роговая обманка; вторичные: уралитовая роговая обманка, минералы эпидот-цоизитовой группы, серицит, хлорит, лейкоксен и иддингсит.

Плагиоклаз чаще альбитизирован или изменен настолько, что от него сохранились лишь контуры брусчатой или удлиненной призматической формы, выполненные мелкочешуйчатым агрегатом из серицита и минералов эпидот-цоизитовой группы.

Моноклинный пироксен образует неправильные ксеноморфные зерна, рассеянные лейстами плагиоклаза, реже представлен короткими кристаллами, с отчетливо выраженными гранями призм. Слабо окрашен в буроватый цвет с едва заметными цветами плеохроизма: по Ng — буроватый, по Np — голубоватый, $cNg = 41^\circ$; $2V = (45-50)^\circ +$; $Ng - Np = 0.025$. Приведенные константы позволяют считать его авгитом.

Магнетит, иногда титаномagnetит, образует мелкие (около 0.15 мм) правильные зерна, равномерно распределенные в породе. Количество его довольно значительно.

Пирит встречается в единичных зернах (размерами до 0.3—0.4 мм). Роговая обманка представлена мелкими неправильными зернышками бурых цветов.

Уралитовая роговая обманка образуется за счет пироксена и первичной (бурой) роговой обманки. Окрашена в бледные тона; цвета плеохроизма: по Ng — голубовато-зеленый, по Np — почти бесцветный; содержит мелкую вкрапленность из зернышек эпидота и цоизита.

Мелкочешуйчатый хлорит зеленоватой окраски развивается за счет пироксена.

Лейкоксен образует псевдоморфозы по ильмениту, от которого сохраняются лишь небольшие участки.

В интерстициях между плагиоклазом и авгитом иногда наблюдается зеленовато-желтый чешуйчатый минерал с двупреломлением, промежуточным между хлоритом и биотитом, образовавшийся, вероятно, за счет остаточного стекла в мезостазисе.

Структура диабазов типичная офитовая, местами пойкилофитовая и долеритовая.

Диабазовые порфиристы

Жилы диабазовых порфиритов встречены на главной вершине массива Яллинг-Нер. Макроскопически — это плотные (афанитовые) породы темносерого цвета.

Вкрапленники образованы удлиненными призматическими кристаллами плагиоклаза, а основная масса сложена, главным образом, плагиоклазом

и моноклинным пироксеном; в качестве примеси наблюдаются магнетит и апатит. Вторичные минералы: соссюрит, эпидот, хлорит, роговая обманка и цоизит.

Плаггиоклаз вкрапленников, как показывают измерения, принадлежит битовниту.

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойникования	№ плаггиоклаза
3465	47°	55°	63°	(010)	87

Плаггиоклаз основной массы представлен лейстами, отвечающими № 50—55.

Моноклинный пироксен, встречающийся только в основной массе, представлен мелкими неправильными зернами, заполняющими интерстиции среди лейст плаггиоклаза. Принадлежит диопсиду; его константы следующие:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np
3465	45°	54°+	0.030	0.024	0.006

Магнетит в обилии присутствует в виде идиоморфных зерен, равномерно рассеянных в основной массе.

Апатит образует игольчатые или короткопризматические кристаллы.

Из вторичных минералов, кроме обычно развивающихся за счет плаггиоклаза соссюрита, эпидота, цоизита, встречается роговая обманка, образующаяся по пироксену. По оптическим свойствам это обыкновенная роговая обманка:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np
3465	15°	—78°	0.033	0.009	0.024

Плеохроизм по Ng — буровато-зеленый, по Nm — бурый и по Np — бледнозеленый.

Наряду с роговой обманкой развит хлорит зеленого цвета с обычными свойствами.

Структура основной массы диабазовых порфиров микродиабазовая.

Одиниты

Жилы одинита встречены в восточной части габбровой полосы по рр. Лопси-Я и Хунтинь-Я (район Северососьвинского Урала), где они секут габбро и, несомненно, являются производными габбровой магмы.

Макроскопически это темные и темносерые породы массивного сложения, мелкозернистые до плотных (афанитовых) разностей. В составе их наблюдается плаггиоклаз, моноклинный пироксен и в незначительном количестве магнетит.

Плаггиоклаз изменчивого состава, от андезина до лабрадора, в составе породы он преобладает. По форме индивидов дает изометричные и лейстовидные зерна; часто зональный.

Моноклинный пироксен присутствует в породах в количестве до 40%. Зерна его заметно крупнее зерен плагиоклаза. В значительной своей части он замещен роговой обманкой или хлоритом.

Структура породы панидиоморфно-зернистая, иногда порфировидная.

Микродиориты

Микродиориты встречаются в россыпях среди габбро по рр. Лопси-Я и Хунтын-Я (Северососьвинский Урал). В районе Ляпинского Урала они образуют небольшие жилы (мощностью до 3—4 м) в габбро и серпентинитах; они наблюдались в обнажениях по рр. Мань-Я, Щокур-Я, Нерка-Ю. Кроме того, они развиты на водоразделе рр. Поль-я и Мань-я, где встречаются среди глыбовых россыпей габбро.

Макроскопически они обладают мелкозернистой структурой и массивным сложением.

Главные минералы — плагиоклаз (53%) и роговая обманка (40%). Примеси: магнетит, апатит и кварц. Вторичные продукты: соссюрит, цоизит, хлорит и тремолит.

Плагиоклаз представлен призматическими зернами. Мелкие зерна его образуют пойкилитовые вроски в роговой обманке. По составу отвечает андезину:

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойникования	№ плагиоклаза
3144-а	83°	50°	41°	$\frac{1(001)}{(001)}$	46

Плагиоклаз довольно сильно соссюритизирован, особенно в центральных частях зерен, имеющих более основной состав.

Роговая обманка образует короткостолбчатые и толстостолбчатые кристаллы без концевых граней. По оптическим свойствам относится к обыкновенной роговой обманке:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np
3144-а	17°	84°	0,022

Плеохроизм: по Ng — синевато-зеленый, по Nm — желтовато-зеленый и по Np — зеленовато-желтый (бледный). За счет роговой обманки обычно развивается хлорит.

Магнетит представлен двумя генерациями. Первая, более ранняя, характеризуется мелкими идиоморфными зернами. Вторая, более поздняя, — ксеноморфными зернами. Наблюдается приуроченность магнетита к зернам роговой обманки.

Апатит содержится в обычных мелких призматических кристаллах.

Кварца очень мало. Его ксеноморфные зерна зажаты в интерстициях между кристаллами плагиоклаза.

Структура микродиоритов приближается к панидиоморфно-зернистой.

Спессартиты

Наблюдаются в виде жил среди кварцевых диоритов плагиогранитов и кварцевых альбитофиров по рр. В. Сосьва, Лопси-Я, Йоутын-Я и Няьсь. Обычно приурочены к господствующей отдельности северо-западного простирания, мощность их редко превышает 1 м.

Макроскопически представляют собой мелкозернистые афировые, иногда порфировые, породы темного цвета.

Главные минералы спессартитов: роговая обманка и плагиоклаз. На положении акцессорных примесей присутствуют рудный минерал и кварц. Вторичные продукты: сфен, минерал эпидот-цоизитовой группы, уралитовая роговая обманка, хлорит.

Роговая обманка обладает отчетливо выраженным идиоморфизмом: среди вкрапленников представлена удлиненно-призматическими, реже табличатыми кристаллами. В основной массе образует игольчатые кристаллы и мелкие таблички. Оптические свойства ее отвечают обычной роговой обманке:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Ng — Np	Плеохроизм		
						Ng	Nm	Np
2133-b ¹ Н. У.	14°	—78°	0,030	0,009	0,021	Буровато-зеленый	Бурый	Бледно-зеленый
2052 ² Л. У.	20°	70°	0,021	0,006	0,015	Бледно-зеленый с синеватым оттенком	Зеленый с желтоватым оттенком	Бледно-зеленый
3264-b ¹ Н. У.	8—9°	80°	0,015	—	—	Бурый	—	Желтый

¹ Няксим-вольский, Урал

² Ляпинский Урал

За счет роговой обманки возникает хлорит или, чаще, уралитовая роговая обманка. Для последней определены следующие оптические константы:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Плеохроизм		
				Ng	Nm	Np
3264-a	15°	64°	0,015	Светло-голубовато-зеленый	Желто-зеленый	Желтоватый

Плагиоклаз вкрапленников представлен табличатыми кристаллами, а в основной массе тонкопризматическими лейстами. В виде пойкилитовых вростков он иногда наблюдается в роговой обманке. Судя по измерениям в двойниках, его состав колеблется в широких пределах:

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойнико- вый шов	Закон двойни- кования	№ плагиоклаза
2052	71°	22°	79°	—	$\frac{1}{(100)}$ $\frac{(010)}{(010)}$	41
3264-a	59°	80°	33°	—	(010)	74
—	36°	67°	64°	(010)	—	74

Плагиоклаз изменен не везде одинаково: в одних породах он относительно свеж, в других соссюритизирован. В зональных плагиоклазах центральные участки зерен (особенно в порфиновых выделениях) обычно более разложены, чем края.

Рудный минерал — магнетит или титаномagnetит — представлен в виде идиоморфных зерен.

Кварц образует незначительную примесь; встречается редко.

Сфен образует мелкие вроски в роговой обманке или в виде хлопьевидных серых зерен землистого облика рассеян в породе.

Эпидот встречается отдельными зернами то в плагиоклазе, то среди зеленой уралитизированной роговой обманки.

Хлорит характеризуется зеленоватой окраской и низким двупреломлением; ассоциирует с зеленой роговой обманкой, за счет которой и возникает.

Структура спессартитов в основном панидиоморфно-зернистая, часто порфировидная.

Таблица 23

Химический состав спессартитов

Компоненты	I Обр. № 1954. Северососьвинский Урал. Правобережный увал р. М. Сосьвы в 0.5 км выше юрт Пакина		II Обр. № 2117-с Вершина горы Ялпинг-Нер (южный отрог)		III Обр. № 3303-а река Талтма	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	49.17	820	50.96	848	51.57	859
TiO ₂ . . .	2.77	35	2.23	28	1.38	17
Al ₂ O ₃ . . .	19.49	191	16.35	160	18.48	181
Fe ₂ O ₃ . . .	3.95	25	5.32	33	3.33	21
FeO . . .	5.97	83	7.37	102	5.96	83
MnO . . .	0.20	3	0.12	1	0.12	1
MgO . . .	4.69	116	4.91	122	5.45	135
CaO . . .	8.67	155	8.61	154	10.32	184
Na ₂ O . . .	1.82	29	2.65	43	1.22	20
K ₂ O . . .	0.58	6	1.05	11	2.06	22
H ₂ O . . .	0.28	—	0.71	—	0.34	—
П. п. пр. .	1.63	—	1.08	—	0.99	—
	99.22		101.36		101.22	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. $1.8 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.8 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 10.2$; $Na_2O : K_2O = 4.8 : 1$;
 $\alpha = 1.57$; $\beta = 74.1$
 II. $2.2 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 7.0$; $Na_2O : K_2O = 3.9 : 1$;
 $\alpha = 1.67$; $\beta = 73.8$
 III. $2.2 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.2 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 9.6$; $Na_2O : K_2O = 1 : 1.1$;
 $\alpha = 1.63$; $\beta = 75.3$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I.	57.33	2.4	10.6	17.0	8.3	α	1.10	0.95
II.	57.10	3.3	6.3	20.4	8.0	α	1.00	0.86
III.	56.70	2.5	8.6	18.9	4.8	α	1.05	0.85

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	t	n	Q
I.	5.3	11.6	19.0	64.1	53.0	46.2	0	0.8	4.1	82.8	+6.0
II.	7.6	7.4	23.7	61.3	49.9	36.0	14.1	0	3.2	79.6	+0.1
III.	6.0	9.9	21.9	62.2	40.9	44.2	14.9	0	1.9	47.6	+2.6

Химический состав спессартитов характеризуется следующими тремя анализами образцов из различных мест района (табл. 23). Анализы выполнены в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Все три анализа отвечают габбродиоритовой магме и незначительно отличаются друг от друга. Анализ I обнаруживает пересыщенность породы глиноземом.

Плагиаоплиты

Плагиаоплиты образуют жилы среди кварцевых альбитофиров рр. Б. Сосьва, Манья, Лопси-Я, Нясы-Манья и М. Сосьва (Северососьвинский Урал). В районе Ляпинского Урала они констатируются в обнажении диоритов на р. Народа и в габбро на р. Щокур-Я.

Макроскопически это светлые мелкозернистые породы, в составе которых главными минералами являются: плагиоклаз (альбит, иногда олигоклаз), составляющий 75% всего состава породы, и кварц — 20%; примеси: рудный минерал, роговая обманка, биотит; вторичные минералы: хлорит, эпидот. Структура панидиоморфно-зернистая или аплитовая.

Гранит-аплиты

Жилы гранит-аплитов встречены в правом увале р. М. Сосьвы и в обнажениях плагиагранитов р. Лопси-Я.

В составе наблюдаются: кварц, микроклин, альбит; второстепенные и примеси: биотит и магнетит. Особенностью структуры гранит-аплитов является широко развитое в них микропегматитовое прорастание микроклина кварцем.

2. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЗАПАДНОЙ ПОЛОС

Граниты

Граниты западной и центральной полос весьма сходны между собой. Макроскопически они представляются крупнозернистыми и часто гнейсовидными породами, окрашенными в розовато-серые или светлосерые цвета, обычно с зеленоватым оттенком. В районе Северососьвинского Урала граниты имеют темнокрасноватую окраску. Характерны порфировидные разности, в которых зерна полевого шпата достигают размеров до 1 см и больше.

Состав гранитов довольно однообразен. Главные составные части представлены только силикатными минералами: микроклином, кварцем и плагиоклазом. Цветные минералы присутствуют в незначительном количестве — это биотит, часто ассоциирующий с мусковитом. Из примесей обычны: рудный минерал, апатит и очень редко ортит. Вторичные минералы: эпидот, сфен, карбонат и хлорит, иногда гранат.

Калиевый полевой шпат, судя по характерной решетке, принадлежит микроклину. Крупные (обычно выделяющиеся по величине) зерна этого минерала имеют табличатую форму, иногда изометричны и слегка округлы. Характерно значительное развитие в нем микропегматита, микропегматита и нередко пойкилитовых вростков кварца. Пелитизация развита слабо; и микроклин по сравнению с плагиоклазом, обычно слабо серицитизированным, часто оказывается более свежим (обр. 4115).

В меньшем количестве, чем микроклин, в состав породы входит кварц, обычно в неправильных ксеноморфных зернах, заполняющих промежутки между более идиоморфными индивидами плагиоклаза и микроклина.

Плагноклаз по размерам зерен несколько уступает микроклину и образует удлиненные табличатые формы. Благодаря обычному катаклазу его мелкие полисинтетические двойники несколько изогнуты. Измерениями в ряде образцов получены следующие константы плагноклаза, которые определяют его как альбит (табл. 24).

Таблица 24

Оптические константы плагноклаза

№ шлифа	BN _g	BN _m	BN _p	Двойниковый шов	Закон двойникования	№ плагноклаза
3821-а	75°	16°5	83°5	—	(001)	5
—	15°	75°	90°	(010)	—	6
4967	75°	17°	82°	—	(001)	5
"	15°5	75°	86°	(010)	—	7

Биотит и мусковит присутствуют в небольших пластинчатых индивидах, образующих скопления, часто вытянутые в одном направлении. Биотит характеризуется резкими цветами плеохроизма от почти черного до зеленовато-желтого. Часто замещается зеленоватым хлоритом.

Рудный минерал — магнетит — присутствует в качестве незначительной примеси. Его зерна ранней генерации идиоморфны, более поздней — ксеноморфны. Иногда встречается пластинчатый ильменит, переходящий в лейкоксен.

Апатит присутствует в обычных мелких призмочках. Структура гранитов гипидиоморфно-зернистая с хорошо выраженной последовательностью; в выделении минералов нередко порфириовидная. Часто она усложняется, в связи с развитием кристаллобластической структуры и общим огнейсованием породы.

На основании количественных соотношений микроклина и плагноклаза в граните среди них можно наблюдать разновидность: 1) с преобладанием микроклина над плагноклазом (тип адамеллитов), 2) с обратным соотношением тех же минералов и, наконец, 3) с одинаковым развитием микроклина и плагноклаза.

В гранитах Северососьвинского Урала можно наблюдать ряд разновидностей, обусловленных, главным образом, структурными и текстурными особенностями, а именно: 1) темные крупнозернистые гнейсовидные граниты, 2) темные среднезернистые с менее выраженной гнейсовидностью и 3) мелкозернистые массивные граниты с красноватой окраской. Устанавливается, что первая разновидность чаще приурочена к периферическим частям гранитных массивов, тогда как вторая и третья более характерны для центральных участков тех же массивов.

Химический состав гранитов иллюстрируется несколькими анализами образцов из района Ляпинского Урала, расположенными в табл. 25 по возрастанию в них содержания SiO₂.

Анализы I, II и VII выполнены в химической лаборатории Арктического научно-исследовательского института, анализы III, IV, V и VI — в химической лаборатории Петрографического института Академии Наук СССР.

Обр. № 3617 (анализ II)		Обр. № 4112 (анализ VII)	
Микролин	37.22	Кварц	45.35
Кварц	25.15	Микролин	27.05
Плагноклаз измененный	20.95	Плагноклаз	21.20
Биотит	6.92	Биотит и мусковит	6.03
Серицит, мусковит		Эпидот, гранат, сфен	0.37
(в скоплениях)	9.76		100.00
	100.00		

Химический состав гранитов

Компоненты	I Обр. № 3913-а. Гранито- гнейс- пор- фировид- ный. Гора против устья р. Кобыла-ю		II Обр. № 3617. Гранито- гнейс- пор- фировид- ный. Р. Магь Хобе-Ю		III Обр. № 25. Гранит крупно- зернистый. Гора Малды		IV Обр. № 36-а. Гранит крупно- зернистый. Гора Малды		V Обр. № 51-а. Гранит лейко- кратовый (из кон- такта со сланцами). Верхние р. Зап. Болбап-Ю.		VI Обр. № 15-а. Гранит лейко- кратовый (на кон- такте со сланцами). Гора Малды		VII Обр. № 4112. Гранито- гнейс. Зап. склон. горы Нер-Ойка	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	66.37	1106	70.61	1175	71.08	1185	72.85	1214	76.40	1273	17.12	1285	78.17	1303
TiO ₂ . .	0.29	4	0.27	3	0.40	5	0.35	4	0.06	—	0.15	2	0.07	—
Al ₂ O ₃ . .	14.88	146	15.72	154	14.49	142	12.87	126	12.50	123	12.83	125	11.37	11
Fe ₂ O ₃ . .	3.50	22	0.72	5	0.63	4	0.57	4	0.85	5	0.84	5	0.48	—
FeO . .	2.03	28	1.16	16	2.06	29	1.61	22	0.28	4	0.93	13	1.45	2
MnO . .	0.01	—	0.01	—	0.04	—	0.06	1	0.02	—	следы	—	0.06	—
MgO . .	1.07	26	0.53	13	0.59	15	0.46	11	0.43	11	0.06	1	0.63	1
CaO . .	1.22	22	1.50	27	1.52	27	1.04	19	0.52	9	0.31	6	1.15	2
Na ₂ O . .	2.72	44	2.60	42	3.12	50	2.80	45	3.48	56	4.83	78	2.50	40
K ₂ O . .	6.53	69	6.03	64	3.86	41	5.17	55	4.99	53	2.55	27	3.78	41
П. п. пр.	1.35	—	0.72	—	1.67	—	1.40	—	0.46	—	0.50	—	0.48	—
H ₂ O . .	0.43	—	0.30	—	нет	—	0.04	—	0.12	—	0.30	—	0.05	—
P ₂ O ₅ . .	—	—	—	—	0.33	2	1.04	7	0.06	—	—	—	—	—
BaO . .	—	—	—	—	0.12	1	—	—	—	—	—	—	—	—
	100.40		100.24		99.91		100.26		100.18		100.42		100.19	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. 1.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.6 SiO_2$; $R_2O : RO = 1.5 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1 : 1.5$;
 $\alpha = 3.19$; $\beta = 32.3$
- II. 1.0 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 7.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1.9 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1 : 1.5$;
 $\alpha = 3.67$; $\beta = 27.3$
- III. 1.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 8.1 SiO_2$; $R_2O : RO = 1.38 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1.2 : 1$;
 $\alpha = 3.98$; $\beta = 25.5$
- IV. 1.0 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 2.9 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1 : 1.2$;
 $\alpha = 4.63$; $\beta = 21.7$
- V. 1.0 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.9 SiO_2$; $R_2O : RO = 4.5 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1.1 : 1$;
 $\alpha = 4.90$; $\beta = 20.5$
- VI. 0.9 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.9 SiO_2$; $R_2O : RO = 5.25 : 1$; $Na_2O : K_2O = 2.9 : 1$;
 $\alpha = 4.99$; $\beta = 19.8$
- VII. 1.2 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 11.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 1.4 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1 : 1$;
 $\alpha = 5.41$; $\beta = 19.34$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 74.55	14.0	4.6	11.4	3.9	σ	1.30	1.06	
II. 78.36	16.5	9.1	4.4	4.0	σ	1.51	1.37	
III. 79.65	16.7	9.4	3.9	5.6	β	1.78	2.41	
IV. 81.92	20.9	5.5	3.6	4.6	γ	1.82	2.47	
V. 82.65	22.7	3.0	4.3	5.1	γ	1.81	1.20	
VI. 83.25	23.5	4.7	1.8	7.4	β	1.90	3.02	
VII. 83.64	15.5	7.3	7.2	5.0	γ	2.20	1.16	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f	m	a	t	n	Q
I. 15.4	1.4	8.1	75.1	60.0	21.7	18.3	0.4	39.5	+18.0	
II. 14.1	1.8	5.4	78.7	32.1	16.0	51.9	5.3	39.6	+27.4	
III. 12.2	1.3	6.3	80.2	38.9	15.5	45.6	0.4	55.9	+34.5	
IV. 13.2	0	6.3	80.5	32.2	13.2	54.6	0.3	46.6	+34.7	
V. 14.0	0.6	3.7	81.7	26.8	19.4	53.8	0.04	51.2	+35.0	
VI. 13.4	0.3	3.6	82.7	41.1	1.3	57.1	0.2	74.3	+38.2	
VII. 10.3	1.3	4.3	84.1	40.3	23.9	35.8	0.1	50.0	+46.3	

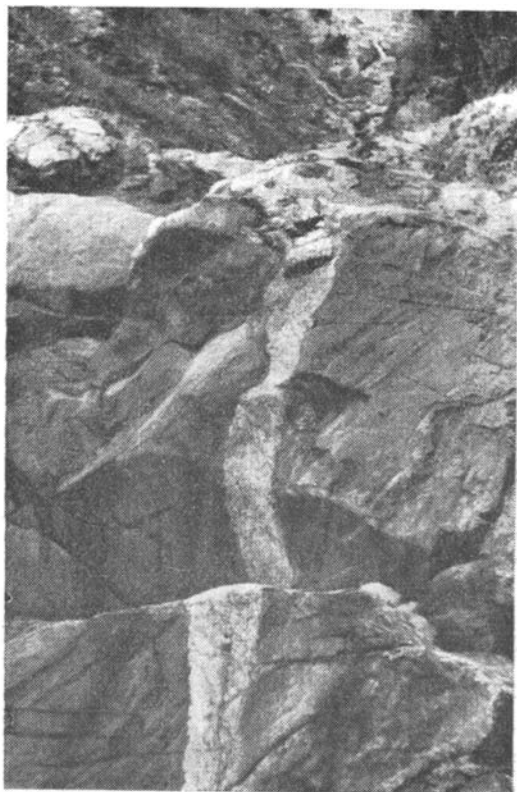
Подсчет минералогического состава (в %), произведенный на столике Уентворса в двух проанализированных образцах (№ 3617 и 4112), дает представление о некоторых колебаниях главных минералов в составе гранитов.



Фиг. 21. Жила спессартита в граните р. Хобе-Ю

Приведенные анализы показывают значительное колебание в породах содержания SiO_2 . По сравнению с составом плагиогранитов (см. выше), в гранитах заметно уменьшается содержание CaO ; соотношение Na_2O и K_2O меняется в сторону заметного возрастания количества K_2O . Во всех приведенных анализах, за исключением двух (III и VI), K_2O преобладает над Na_2O (в анализе VII $\text{K}_2\text{O} = \text{Na}_2\text{O}$), что вполне согласуется с наблюдаемым минералогическим составом породы. Все анализы характеризуются пересыщенностью пород глиноземом.

Эта группа объединяет различные по составу породы: диабазы, спес-сартиты, кварцевые порфиры, гранит-аплиты. Жилы названных пород в основном приурочены к трещинам отдельностей в гранитах с простиранием ЮЗ 105° , падением на С 75° и с простиранием СВ 40° , падением на ЮЗ 65° (фиг. 21).



Фиг. 22. Жила аплита в граните р. Мань-Хобе-Ю

Широкое развитие жильных пород наблюдается в районе Нер-Ойского гранитного массива. На северо-восточном склоне северного отрога горы Нер-Ойка граниты пронизаны огромным количеством жил диабазов и лампорфиров мощностью до 3—4 м. Жилы имеют простирание СЗ $340\text{—}350^\circ$, падение на ЮЗ $60\text{—}70^\circ$ (фиг. 22).

В обнажениях по р. Кобыла-Ю и на склонах упомянутого отрога Нер-Ойка, наряду с диабазами, в граните наблюдаются жилы кварцевого порфира.

Диабазы

Жилы диабазов встречаются в гранитных массивах гор Народа, Лимбеко-Ю, Нер-Ойка и ряда других мест Северососьвинского и Ляпинского Урала. Мощность жил колеблется от 1 до 5—6 м.

Макроскопически это мелкозернистые массивного сложения породы, окрашенные в темносерый цвет, обычно с зеленоватым оттенком.

Главные минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен, роговая обманка; второстепенные — рудный минерал (магнетит, титаномагнетит)

и биотит; вторичные: роговая обманка, хлорит, эпидот, цоизит, актинолит и тремолит.

Плагноклаз представлен в призматических лейстовидных кристаллах, часто с зональным строением; обычно альбитизирован. Определение его состава сильно затруднено вследствие замещения его иногда нацело сосюритом, эпидотом и цоизитом. Относительно свежими являются только самые мелкие лейсты.

Моноклинный пироксен присутствует в виде реликтов, сохранившихся от замещения его амфиболом и хлоритом.

Рудный минерал представлен мелкими ксеноморфными зернами, принадлежит магнетиту и титаномагнетиту. Последний часто замещается лейкоксеном. Биотит присутствует в виде мелких чешуек, окрашенных в буро-красный цвет.

Роговая обманка, замещающая пироксен, представлена бледно-зеленой разновидностью, иногда с буроватым оттенком.

Структура диабазов офитовая и пойкилофитовая.

Спессартиты

Жилы спессартита встречены почти во всех больших гранитных массивах Ляпинского Урала. В гранитах Северососьвинского Урала спессартиты почти полностью превращены в альбито-актинолитовые сланцы. Их мощность обычно не превышает нескольких метров.

Макроскопически это плотные массивного сложения породы почти черной окраски. От спессартитов восточной полосы они несколько отличаются по минералогическому составу, а именно: наличием биотита, не наблюдающегося в спессартитах восточной габбровой интрузии.

Главными минералами являются: роговая обманка и плагноклаз. В качестве второстепенного минерала присутствует биотит. Примеси образованы магнетитом и кварцем. Из вторичных минералов можно отметить: сосюрит, эпидот и серицит.

Роговая обманка представлена короткопризматическими кристаллами. Цвета плеохроизма ее по Ng зеленовато-синий, по Nm желтовато-зеленоватый.

Плагноклаз имеет форму тонких лейст, иногда, соприкасающихся своими концами. Зональность выражена отчетливо.

Биотит нередко обилен и представлен в виде мелких неправильных пластинок и чешуек с резкими буроватыми цветами плеохроизма.

Рудный минерал принадлежит магнетиту, находящемуся в виде мелких ксеноморфных зерен.

Кварца немного; обычно он выполняет интерстиции.

Из вторичных минералов наблюдаются эпидот (в небольшом количестве), сосюрит и серицит. В целом вторичные минералы развиты слабо.

Структура пород панидиоморфно-зернистая.

Для характеристики химического состава спессартитов приведем два анализа образцов из Ляпинского района (табл. 26).

Анализ I выполнен в химической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР, II — в химической лаборатории Арктического института.

Анализы заметно разнятся друг от друга, главным образом, по содержанию в них SiO_2 . Анализ I отвечает составу габбро, анализ II — составу габбро-диоритов.

Кварцевые порфиры

Кварцевые порфиры в жильном залегании встречены среди гранитов Нер-Ойка по р. Кобыла-Ю и в ряде других мест западной полосы гранитов Ляпинского Урала. Мощность жил колеблется в пределах 10—20 м. Они секут не только граниты, но и сланцы, находящиеся по близости от последних.

Таблица 26

Химический состав спессартитов

Компоненты	I Обр. № 21-а Гора Малды		II Обр. № 4113-в. Гора Нер-Ойка	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	44.82	747	50.39	840
TiO ₂	2.55	32	2.37	30
Al ₂ O ₃	15.59	153	17.55	172
Fe ₂ O ₃	12.92	81	1.77	11
FeO	3.25	45	12.18	169
MnO	0.17	2	0.18	3
MgO	2.26	56	3.43	85
CaO	9.06	162	6.56	117
BaO	0.12	1	—	1
Na ₂ O	4.40	71	1.88	30
K ₂ O	0.18	2	1.67	18
H ₂ O ⁻	0.08	—	0.23	—
H ₂ O ⁺	4.20	—	1.49 ¹	—
P ₂ O ₅	0.63	—	—	—
	100.23		99.70	

¹ Потеря при прокаливании.

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. 1.4 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.2 SiO_2$; $R_2O:RO = 1:3.48$; $Na_2O:K_2O = 35.5:1$;
 $\alpha = 1.44$; $\beta = 75.1$
- II. 2.3 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.6 SiO_2$; $R_2O:RO = 1:7.8$; $Na_2O:K_2O = 1.7:1$;
 $\alpha = 1.73$; $\beta = 72.0$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 54.91	4.4	4.9	20.7	9.7	—	0.83	0.78	
II. 58.55	3.2	8.4	18.4	6.2	—	1.08	1.03	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	t	n	Q
I. 10.9	5.9	25.0	58.2	62.0	17.0	21.0	—	4.1	97.4	—11.3	
II. 7.0	8.5	21.2	63.3	65.9	29.3	—	4.8	3.4	62.5	+ 4.1	

Макроскопически кварцевые порфиры представляются плотными породами, окрашенными в темносерый цвет. Порфировая структура выражена не всегда отчетливо.

Вкрапленники сложены плагиоклазом и кварцем. В основной массе, кроме этих минералов, присутствуют биотит, магнетит и апатит. Вторичные минералы: мусковит, хлорит, эпидот и пелитовые образования. Вкрапленники слагают 35—40%, а основная масса 65—60% всего состава породы.

Плагиоклаз вкрапленников имеет табличатую призматическую форму, часто образует сростки нескольких кристаллов, а также крестообразные двойники срастания. Состав плагиоклаза, как установлено измерениями, отвечает чистому альбиту:

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойнико- вый шов	Закон двой- никования	№ плагио- клаза
182-b —	72° 18°	18° 72°	90° 90°	— (010)	(001) —	0 3

Вследствие разложения плагиоклаз приобретает темную окраску; за счет него развивается почти аморфное пелитовое вещество, иногда вместе с эпидотом и мусковитом.

Кварц во вкрапленниках присутствует в меньшем количестве, чем плагиоклаз. Зерна его часто оплавлены с краев и имеют округлую или клиновидную форму.

Основная масса фельзитовидная; состоит из тесной смеси кварца и альбита; в ней же присутствуют почти пылевидная вкрапленность и редкие мелкие призмочки апатита.

Хлорит тонкочешуйчатого строения иногда образует сплошные псевдоморфозы по цветному минералу. С хлоритом часто ассоциирует мелкозернистый агрегат эпидота.

Аплиты

Жилы аплитов особенно широко развиты среди гранитов Мань-Хамбо и Хом-сын-Сори (Северососьвинский Урал). Здесь они имеют меридиональное или близкое к нему простирание. Мощность жил 5—10 м. В районе Ляпинского Урала жилы аплитов развиты значительно слабее и по возрасту являются, повидимому, самыми последними образованиями, пререзающими жилы кварцевых порфиров и диабазов.

Макроскопически это мелкозернистые массивные породы светлой окраски, иногда с розоватым оттенком. Отличительной особенностью состава является почти полное отсутствие в них цветных компонентов.

Главные минералы: плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц; второстепенные и примеси представлены биотитом и рудным минералом. В качестве вторичных образований наблюдаются: эпидот, хлорит, мусковит и серицит.

Плагиоклаз принадлежит альбиту и альбит-олигоклазу, что выявляется при сравнении показателей преломления минерала и канадского бальзама (по дисперсионному эффекту); представлен табличатыми формами и неправильными зернами; заметно выделяется своими размерами среди прочих компонентов. Двойники благодаря катаклазу несколько изогнуты. Новообразования, возникающие за счет плагиоклаза, всегда обильны и представлены, главным образом, серицитом и мусковитом.

Калиевый полевой шпат — микроклин — с хорошо выраженной решетчатой структурой. Ксеноморфные зерна его обычно пелитизированы и мутны; однако по сравнению с плагиоклазом он представляется более свежим; по размерам зерен иногда не уступает плагиоклазу.

Кварц развит широко, образуя до 45% от состава породы. Обычно зерна его ксеноморфны, имеют свежий облик и почти всегда обладают облачным погасанием.

Структура аплитов панидиоморфно-зернистая, нередко гипидиоморфно-зернистая, с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по сравнению с другими компонентами. Иногда хорошо выражена порфировидная структура.

Химический состав иллюстрируется четырьмя анализами гранит-аплитов из различных участков района (табл. 27).

По химическому составу описываемые породы отвечают гранитной магне. Небольшие отличия сводятся к следующему:

Химический состав аплитов

Компоненты	I Обр. № 956. Северососьвин- ский Урал. Правобережный увал р. М. Сосьвы		II Обр. № 68. Ляпинский Урал. Р. Иг-Шор. Левый приток р. Кожим		III Обр. № 1544. Северососьвин- ский Урал. Р. Няысь		IV Обр. № 32-а. Ляпинский Урал. Р. Лимбеко-Ю	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	71.58	1193	75.64	1261	76.07	1268	76.18	1269
TiO ₂	—	—	0.18	2	0.84	10	следы	—
Al ₂ O ₃	17.11	168	12.99	127	13.73	134	13.58	133
Fe ₂ O ₃	2.89	18	0.85	5	0.48	3	0.44	3
FeO	—	—	0.72	10	—	—	0.07	1
MnO	0.07	1	0.01	—	—	—	следы	—
MgO	0.77	19	0.34	8	0.50	12	0.03	—
CaO	1.76	31	0.24	4	0.42	8	0.30	5
Na ₂ O	2.63	42	3.92	63	3.33	53	4.54	73
K ₂ O	2.46	26	4.85	51	3.91	42	4.75	50
H ₂ O	2.36	—	нет	—	0.10	—	0.14	—
	0.20	—	0.38	—	1.06	—	0.22	—
P ₂ O ₅	—	—	следы	—	—	—	нет	—
BaO	—	—	»	—	—	—	»	—
	101.83		100.12		100.44		100.24	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. $0.6 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 6.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 1.3 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1.6 : 1$;
 $\alpha = 3.50$; $\beta = 25.5$
 II. $1.0 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 4.9 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1.2 : 1$;
 $\alpha = 4.66$; $\beta = 21.5$
 III. $0.8 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.2 SiO_2$; $R_2O : RO = 4.8 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1.3 : 1$;
 $\alpha = 4.82$; $\beta = 19.8$
 IV. $0.9 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 9.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 20.5 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1.46 : 1$;
 $\alpha = 4.72$; $\beta = 20.8$

По Озанну:

	s	a	c	f	п	ряд	k	m
I. 77.95	14.4	15.3	0.3	5.3	γ	1.80	41.3	
II. 82.05	23.2	3.3	3.5	5.5	γ	1.73	1.69	
III. 83.40	18.6	11.0	0.4	5.7	β	1.87	7.75	
IV. 82.56	27.2	2.2	0.6	5.9	β	1.67	3.00	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f	m'	a'	f	h	Q
I.	8.9	2.0	12.4	76.7	19.2	10.3	70.5	0	60.9	+33.7
II.	14.7	0.3	3.4	81.6	37.9	16.9	45.2	0.2	55.3	+33.6
III.	12.3	0.5	3.4	83.8	7.1	15.3	77.6	0.8	56.4	+41.7
IV.	15.4	0.3	5.0	79.3	86.8	0.6	12.6	0	59.3	+27.6

1. Во всех анализах гранит-аплитов $Na_2O > K_2O$, тогда как в гранитах большей частью наблюдается обратное соотношение. Это вполне согласуется с более заметной ролью в последних микроклина по сравнению с кислым плагиоклазом.

2. R_2O в гранит-аплитах почти во всех случаях за редкими исключениями более отчетливо превалирует над RO .

Диоритовая интрузия Парнук

Среди гранитных интрузий центральной и западной полосы несколько выделяется диоритовая интрузия, находящаяся в центральной части хребта в верховьях рр. Мань-Хобе-Ю и Парнук. Представляющий эту интрузию диоритовый массив имеет общую вытянутость с юга на север, прослеживаясь по простиранию почти на 20 км и в ширину до 8—10 км. Как видно на геологической карте, форма массива неправильная. С востока под нее падают сланцы наиболее древнего комплекса в районе, а на западе сланцы налегают на породы диоритового массива.

По своим петрографическим особенностям этот диоритовый массив заслуживает особого внимания. В целом он сложен диоритами и габбро. Однако в западной и частично восточной его окраинах значительное развитие имеют пироксениты и кварцевые диориты. Кроме того, в восточной и южной окраине по соседству с диоритами залегают нормальные граниты.

Все эти породы встречены при общей геологической съемке в самом конце летнего сезона 1937 г.; за отсутствием времени детальное изучение их не было произведено, поэтому взаимоотношения перечисленных пород пока остаются не вполне ясными. Не выяснен в деталях также характер пород жильной фации этого диоритового массива.

Пироксениты

Пироксениты развиты в виде узких полос по западной окраине массива. Это по преимуществу темные массивные породы, обычно зеленоватые. Главным минералом в них является моноклинный пироксен. Очень редко встречается ромбический пироксен, имеющий прямое погасание и низкие цвета двупреломления. В виде незначительной, но постоянной примеси присутствует рудный минерал (магнетит), представленный как ранней генерацией (идiomорфные зерна), так и самой поздней (ксеноморфные зерна). Из вторичных минералов развита бледно-зеленая уралитовая роговая обманка, развившаяся за счет моноклинного пироксена. В редких случаях наблюдается бурый слюдястый минерал-иддингсит (обр. 3481). Структура панидиоморфно-зернистая.

Габбро

Породы группы габбро тесно связаны взаимными переходами с диоритами и кварцевыми диоритами, вследствие чего их невозможно выделить на геологической карте. По внешнему виду они часто неотличимы от последних, чему нередко способствует отчетливо выраженный идиоморфизм роговой обманки. Макроскопически это массивные, иногда гнейсовидные переходные к амфиболитам породы. Наблюдаются как меланократовые, так и мезократовые разности, среднезернистые и мелкозернистые. Окраска серая (пестрая), часто с зеленоватыми оттенками.

Главными минералами являются: плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный и ромбический пироксен. Форма зерен у всех этих минералов по преимуществу удлиненно-призматическая, реже—изометричная. Второстепенные минералы представлены биотитом и кварцем. Из примесей встречены рудный минерал и апатит. Новообразования в габбро довольно обильны; к ним относятся: сосюрито-уралитовая роговая обманка, цоизит, эпидот, лейкоксен и хлорит.

Плагиоклаз редко сохранен; обычно он замещается сосюритом, вместе с эпидотом и цоизитом. По данным измерений это кислый лабрадор (№ 53) (см. стр. 138).

Роговая обманка компактная представлена зернами преимущественно зеленого цвета, реже буроватого (обр. 3652), что несколько отличает ее от вторичной волокнистой роговой обманки (уралита), обладающей бледнозеленой пятнистой окраской и возникающей

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойни- кования	№ плагио- клаза
3508	28°	66°5	76°	(010)	53

как за счет моноклинного пироксена, так и за счет компактной роговой обманки. По оптическим свойствам компактная роговая обманка отвечает обыкновенной роговой обманке.

Цвета плеохроизма: по Ng — зеленый, по Nm — зеленый с едва заметным желтоватым оттенком, по Np бледный, желтовато-зеленоватый.

Бурая разность роговой обманки характеризуется заметным плеохроизмом в более слабых тонах того же цвета.

Моноклинный пироксен чаще присутствует в качестве реликтов, сохранившихся после замещения его роговой обманкой. Его константы близки к отвечающим авгиту: Ng — Np = 0.022; Ng — Nm = 0.016; Nm — Np = 0.006; cNg = 44°; 2V = 62° + (обр. № 3508).

Ромбический пироксен принадлежит гиперстену, что можно заключить по его оптическим признакам: Ng — Np = 0.013, cNg = 0. По Np замечен слабый розоватый оттенок. Спайность по призме. Этот минерал встречается редко и обычно всегда ассоциирует с моноклинным пироксеном (габбро-нориты, обр. 3508).

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np
3508	Около 8°	84°	0.024	0.008	0.016

Из второстепенных минералов можно отметить биотит, характеризующийся резким плеохроизмом.

Кварц присутствует сравнительно редко в виде мелких ксеноморфных зерен, обычно образующих скопления.

В качестве постоянной примеси содержится титано-магнетит в ксеноморфных зернах. При разложении он дает лейкоксеноподобные образования (обр. 3498-с).

К числу вторичных продуктов относятся: сосюрит, уралитовая роговая обманка, эпидот, лейкоксен и хлорит.

По минералогическому составу можно выделить следующие разности габбровых пород:

1. Роговообманковое габбро, наиболее распространенное.

2. Габбро-норит (обр. 3508) и

3. Сосюритовое габбро, содержащее уралитовую роговую обманку и представляющее переходную стадию к габбро-амфиболитам (обр. 3652).

Минералогический состав (в %) двух образцов габбро (№ 3623 и № 3508), определенный с помощью столика Уентворса, представляется в следующем виде:

I. № 3623 Роговообманковое габбро

Плагиоклаз (сосюритизированный)	47.58
Роговая обманка	42.89
Эпидот и хлорит (в скоплениях)	5.44
Магнетит	2.88
Кварц	1.21
	100.00

II. № 3508 Габбро-норит

Плагиоклаз	65.86
Гиперстен	5.13
Пироксен моноклинный	4.37
Биотит, роговая обманка и магнетит	23.12
Кварц	1.52
	100.00

Таблица 28

Химический состав габбро

Компоненты	I Обр. № 3623-б. Габбро роговооб- манковое. Ляпин- ский Урал. Р. Парнук (верховье)		II Обр. № 3508. Габбро-норит. Р. Парнук (верховье)	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	46.62	777	51.87	864
TiO ₂	1.10	14	1.11	14
Al ₂ O ₃	19.37	190	18.92	185
Fe ₂ O ₃	4.96	31	2.84	18
FeO	7.31	101	7.54	105
MnO	0.15	2	0.18	3
MgO	5.31	132	4.69	116
CaO	9.64	172	9.47	169
Na ₂ O	2.86	46	2.09	34
K ₂ O	0.91	10	0.49	5
H ₂ O	0.23	—	0.18	—
П. п. пр. . .	2.07	—	0.85	—
	100.53		100.23	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. 2.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 3.5 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 7.3$; $Na_2O : K_2O = 4.6 : 1$;
 $\alpha = 1.38$; $\beta = 88.0$ II. 2.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.2 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 10$; $Na_2O : K_2O = 6.8 : 1$;
 $\alpha = 1.66$; $\beta = 73.7$

По Озанну:

s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 52.49	3.2	7.7	19.1	8.2	α	0.84	0.89
II. 57.35	2.5	9.4	18.1	8.7	α	1.08	0.92

По Заварицкому:

a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I. 8.1	9.8	24.4	57.7	49.3	39.4	11.3	1.8	82.1	-10.6
II. 5.6	10.5	20.4	63.5	50.5	41.4	8.1	1.6	87.2	+ 5.3

Анализы выполнены в химической лаборатории Арктического института.

Сравнение анализа I с вышеприведенными анализами роговообманковых габбро из восточной полосы показывает, что описываемые породы отличаются от последних более кислым составом и большей величиной «а» (щелочная молекула). Габбро-норит характеризуется более значительной кислотностью «s» «k» по Озанну; по сравнению с роговообманковым габбро коэффициент «k» в нем ближе отвечает диоритам.

Диориты

Развитие диоритов и кварцевых диоритов не ограничивается интрузией Парнук. Диориты в виде обособлений спорадически встречаются среди всех гранитных массивов центральной полосы. Однако подметить какую-либо закономерность в распределении их среди гранитов не удастся.

Это мезократовые массивные, часто мелкозернистые, иногда сланцевые породы.

В пестрой их окраске отчетливо выражен зеленоватый оттенок, обусловленный развитием вторичных минералов. В поле диориты почти неотличимы от габбро.

Главные минералы: плагиоклаз, роговая обманка, моноклинный пироксен, биотит; второстепенные — кварц.

Примеси: рудный минерал, апатит. Вторичные: соссюрит, эпидот, серицит, хлорит, роговая обманка.

Плагиоклаз присутствует в удлиненных и короткостолбчатых кристаллах; почти везде богат новообразованиями из соссюрита и эпидота, цоизита и серицита; иногда, имеет отчетливо зональное строение. Измерения двойников (обр. 3870а) дали следующие результаты:

	BNg	BNp	BNm	Закон двойникования	№ плагиоклаза
Ядро . . .	25°	67°5	79°5	⊥ (010)	49
Край . . .	82°	14°	79°	(001)	12

Иногда плагиоклаз диоритов полностью альбитизирован (обр. № 3585).

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойниковый шов	Закон двойникования	№ плагиоклаза
3585	74°	16°5	86°5	—	(001)	2
—	15°5	75°	86°	(010)	—	2

Роговая обманка количественно уступает плагиоклазу. Представлена компактными неправильными зернами (обр. 3540) или призматическими кристаллами. Ее константы отвечают обычной роговой обманке: $Ng - Np = 0.019$; $Ng - Nm = 0.006$, $Nm - Np = 0.013$, $cNg = 7^\circ$; $2V = 70^\circ$. Цвета плеохроизма: по Ng — зеленый с примесью синеватого оттенка, по Nm — зеленый с коричневатым оттенком, по Np — тот же цвет, несколько бледнее, чем по Nm (обр. № 3585). Часто замещена зеленым хлоритом. Вторичная уралитовая роговая обманка, возникающая за счет моноклинного пироксена и первичной роговой обманки, характеризуется волокнистым строением и пятнистой бледнозеленой окраской (обр. 3870-а).

Моноклинный пироксен встречается только в виде реликтов, оставшихся в результате замещения его роговой обманкой (обр. 3593).

Биотит присутствует почти везде в пластинчатых индивидах; резко плеохроирует от темнокоричневого до соломенножелтого цвета; замещается хлоритом.

Кварц образует постоянную примесь; выполняет интерстиции.

Рудный минерал — магнетит — представлен мелкими неправильными зернами; часто ассоциирует с биотитом.

Апатит представлен мелкими призматическими кристаллами.

Структура диоритов призматически зернистая или (при наличии кварца) отчетливо выраженная гипидиоморфно-зернистая.

Среди разновидностей диорита нередко встречаются атакситовые разновидности, в которых отдельные неправильные участки обогащены роговой обманкой или образованы ею нацело (обр. № 3627-в).

Кварцевые диориты

Кварцевые диориты среди гранитоидов центральной зоны имеют гораздо большее развитие, чем диориты. Они встречаются на левобережье р. Паток и на горе Сале-Урне-Хум.

Главные минералы кварцевых диоритов: плагиоклаз, кварц, биотит. Роговая обманка встречается гораздо реже, чем в диоритах. Из примесей присутствуют: рудный минерал, гранат, апатит. Вторичные минералы: серпичит, эпидот, цоизит, сфен, тремолит.

Плагиоклаз близок к альбиту.

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойникования	№ плагио-клаза
3695	15°	76°	85°	(010)	8

Показатели преломления плагиоклаза во всех случаях по одному направлению больше, чем у канадского бальзама, а по другому — почти равны или даже несколько меньше. Структура гипидиоморфно-зернистая.

Граниты

Эти породы залегают на периферии интрузивного массива Парнук и Хобе-Ю и резко отличаются от диоритов и кварцевых диоритов.

Макроскопически это мелко- и среднезернистые породы массивного сложения, обычно с небольшим содержанием темноцветных минералов. Розовая окраска позволяет легко отличить граниты от диоритов.

По своему минералогическому составу граниты характеризуются почти полным отсутствием темноцветных компонентов; из последних наблюдается только биотит в незначительном количестве.

Калиевой полевой шпат часто представлен микропегматитом; для него обычны крупные широкопластинчатые формы или неправильные зерна.

Плагиоклаз количественно часто уступает микроклину и представлен альбитом, что подтверждается измерениями в двойниках (в обр. № 3624-а).

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойнико-вый шов	Закон двойникования	№ плагио-клаза
3624	75°	16°5	83°5	—	(010)	4
—	15°5	75°	86°	(001)	—	—

Показатель преломления по обоим осям у плагиоклаза примерно равен показателю преломления канадского бальзама.

Кварц часто представлен неправильными ксеноморфными зернами, заключенными в интерстициях между индивидами плагиоклаза.

Биотит в неправильных пластинчатых индивидах иногда дает скопления, ассоциируя с рудными минералами. Вторичные минералы представлены серпичитом, эпидотом и хлоритом. Структура гранитов гипидиоморфно-зернистая.

3. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ГРАНИТНЫХ ИНТРУЗИЙ ВОСТОЧНОЙ ПОЛОСЫ

Граниты

Эти граниты, которым мы склонны приписывать более молодой возраст, чем гранитам западной и центральной полос, отличаются от последних только некоторыми деталями, касающимися их состава, структуры и текстуры.

В общем, среди гранитов восточной полосы преобладают среднезернистые массивные разности бурой и розовой окраски, развитые в районе Тынаготского массива. Изредка среди них встречаются зеленоватые граниты, окраска которых обуславливается развитием эпидота и слюды. Несколько больше развиты граниты с гнейсовидной текстурой (гранито-гнейсы), характеризующиеся большей свежестью по сравнению с массивными гранитами. Массивные граниты с мелкозернистой структурой слагают небольшие тела к северу и северо-западу от Тынаготского массива.

Минералогический состав гранита восточной полосы характеризуется большим постоянством. Главные минералы, подобно гранитам западной и центральной полос, представлены микроклином, плагиоклазом и кварцем; биотит и мусковит присутствуют обычно в незначительном количестве. Из примесей наблюдаются: апатит, рудный минерал и в единичных случаях гранат. Вторичные минералы: серицит, эпидот, хлорит, сфен и карбонат.

Калиевой полевой шпат принадлежит микроклину, что подтверждается сравнительно часто наблюдающейся под микроскопом микроклиновой решеткой. Его крупные широкопластинчатые индивиды хорошо выделяются среди прочих минералов. Чаше он свежий, но иногда покрыт буроватыми пелитовыми продуктами. Микропертитовые образования и пойкилитовые вроски кварца в нем довольно обычны. Нередко в микроклине наблюдаются простые двойники.

Плагиоклаз встречается в пластинчатых и табличатых индивидах; размеры зерен и количество последних значительно меньше, чем у микроклина. На основании измерений в двойниках на федоровском столике плагиоклаз отнесен к альбиту.

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойниковый шов	Закон двойникования	№ плагиоклаза
4272	71°	20°	84°	—	(010)	2
—	19°5	71°5	84°	(001)	—	0

Показатели преломления плагиоклаза и канадского бальзама в измеренном зерне весьма близки. Плагиоклаз затронут серицитизацией, причем сильнее в срединных участках зерен, чем по краям, отличающимся более кислым составом. Пелитизация плагиоклаза наблюдается редко. Начальный момент кристаллизации плагиоклаза и микроклина, повидимому, не совпадают, первый выделяется, вероятно, несколько раньше, о чем свидетельствует «вращение» индивидов плагиоклаза в микроклин (обр. 355a).

Кварц наблюдается в ксеноморфных зернах, слагающих отдельные участки в породе, и в мелкообломочных скоплениях на месте раздробленных зерен. Довольно редко зерна кварца достигают величин, не уступающей размерам зерен микроклина. Всюду характеризуется свежим обликом и облачным погасанием.

Биотит и мусковит встречаются в гранитах в небольшом количестве в виде мелких пластинок. Биотит резко плеохроичен от почти черного до желтовато-зеленого цвета, часто заменен хлоритом.

Апатит присутствует в мелких идиоморфных призмочках, рудный минерал — в ксеноморфных неправильных зернах.

Структура гранитов гипидиоморфно-серицитная. Довольно часто встречаются порфировидные, обычно катаклазированные разности.

Химический состав гранитов восточной полосы характеризуется анализом образца гранито-гнейса (табл. 29).

Таблица 29

Химический состав

Компо- ненты	Обр. № 4358. Гранито- гнейс. Р. Ты- нагота	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	76.58	1276
TiO ₂ . .	0.06	1
Al ₂ O ₃ . .	12.36	121
Fe ₂ O ₃ . .	0.94	6
FeO . .	0.56	8
MnO . .	0.04	—
MgO . .	0.14	3
CaO . .	0.53	10
Na ₂ O . .	3.59	58
K ₂ O . .	4.71	50
H ₂ O— . .	0.15	—
П. п. пр.	0.54	—
	100.20	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

$$1. \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 10.0 \text{ SiO}_2; R_2O : RO = 5.14 : 1; \\ Na_2O : K_2O = 1.16 : 1; \alpha = 5.0; \beta = 20.07$$

По Озанну:

s	a	c	f	n	ряд	k	m
82.87	22.8	3.0	4.2	5.3	γ	1.83	1.25

По Заварицкому:

a	c	b	s	f'	m'	a'	f	n	Q
14.1	0.6	2.0	83.3	67.7	12.9	19.4	0.1	53.7	+37.8

Анализ выполнен в химической лаборатории Арктического института. Химический состав породы вполне соответствует гранитной магме. Подсчет минералов в том же образце на столике Уентворса показывает значительно большее содержание в породе микроклина, чем это наблюдалось в гранитах западной и центральной полос, а именно (обр. № 4358): микроклин — 48.31%; кварц — 27.87; плагиоклаз 20.42; мусковит — 1.71; гранат, эпидот и другие примеси — 1.69%.

Жильные породы

Из сравнения приведенного анализа и результатов пересчета с данными по гранитам западной и центральной полос усматривается довольно большое сходство между всеми гранитами метаморфической полосы.

Жильная фация среди гранитов восточной полосы не имеет широкого развития. При беглом осмотре названных интрузий были встречены мелкие жилы аплитов и пегматитов. Аплиты по своему составу неотличимы от описанных выше аплитов центральной и западной полос гранитов, а поэтому не нуждаются в особой характеристике.

Пегматиты

Пегматиты гранитного состава встречаются в весьма ограниченном количестве. Жилы их обычно небольшой мощности (от десятков сантиметров до одного метра), приурочены, как и большинство жильных пород, к господствующей отдельности северо-западного (СЗ 310°) простирания. Среди пегматитов наблюдаются разновидности темноокрасного и бледнорозового цвета. Первые образуют жилки от 10 до 15 см, вторые достигают 1—1.5 м. Обе разновидности слегка огнейсованы.

Минералогический состав: главные минералы — кварц, микроклин, плагиоклаз и мусковит; второстепенные и примеси — магнетит, апатит, гранат, вторичные — цоизит и эпидот.

Кварц составляет около 70% от всего состава породы, представлен крупными и мелкими неправильными зернами, которые заполняют интерстиции; характеризуется свежим обликом и облачным логасанием.

Микроклин подобно кварцу представлен как крупными, так и мелкими неправильными зернами. Нередко зерна микроклина содержат пойкилитовые вроски кварца.

Плагноклаз представлен олигоклаз-альбитом.

Мусковит присутствует в виде бесцветных пластинок или листочков. Довольно редко наблюдаются мелкие зерна граната и магнетита. Серицит и эпидот возникают за счет плагноклаза.

Структура пород пегматитовая, крупнозернистая и мелкозернистая.

Очень часто наблюдается общая огнейсованность породы.

4. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ПОЛОСЫ

Среди пород метаморфической толщи в виде меридионально вытянутых линз, пластообразных залежей и других неправильных тел широко развиты амфиболиты, которые несомненно произошли из основных пород изверженной серии. По степени метаморфизма и по сохранности первоначальной структуры амфиболиты могут быть разбиты на две группы с постепенными переходами между ними.

К первой группе относятся амфиболиты с реликтовой структурой диабазов и габбро-диабазов.

Вторая группа, более обширная, объединяет амфиболиты, в которых или совершенно утратилась первоначальная структура, или сохранились только самые незначительные реликты ее. Первую группу амфиболитов в отличие от второй мы будем называть диабазовыми амфиболитами.

Диабазовые амфиболиты

Представляют собой мелкозернистые породы массивного сложения зеленовато-серой окраски, иногда богатые темнокоричневой слюдой.

Минералогический состав: плагноклаз, роговая обманка, моноклиновый пироксен, хлорит, эпидот, биотит (не всегда), рудный минерал и лейкоксен.

Плагноклаз почти всегда сохраняет свою первоначальную призматическую и табличатую форму, даже при полном его замещении вторичными минералами.

Роговая обманка присутствует в двух видах: 1) компактная, темнозеленого цвета, относящаяся к обыкновенной разновидности, и 2) волокнистая, бледнозеленого цвета, принадлежащая актинолиту, реже уралиту. Процесс замещения пироксена роговой обманкой наглядно виден в обр. 3278.

Моноклиновый пироксен встречается в виде реликтов, оставшихся при процессе замещения его роговой обманкой, реже хлоритом и в отдельных случаях биотитом (552-а). Некоторые зерна пироксена в порфировидных диабазах частично сохранили форму первоначальных выделений, размером до 2—3 мм. По оптическим свойствам пироксен ближе отвечает авгиту: $cNg = 40^\circ$; $2V = 65^\circ$; $Ng - Np = 0.023$ (обр. 1516).

Замещение авгита роговой обманкой или происходит по спайности, или зерна первого окаймляются с периферии игольчатым агрегатом роговой обманки, к которой примешиваются хлорит, эпидот и цоизит.

Биотит образует пластинчатые агрегаты с резким плеохроизмом от темнобурого до светложелтого цвета.

Рудный минерал принадлежит титаномagnetиту (и ильмениту); в неизменном виде встречается редко. Часто замещается нацело лейкоксеном. Структура диабазовых амфиболитов полимспестовая, с отчетливыми реликтами офитовой и пойкилофитовой структуры первоначальных диабазов и габбро-диабазов.

Химический состав характеризуется анализами образцов диабазовых амфиболитов из разных мест района (табл. 30). Некоторые из них (обра-

1524, ан. I) представлены малоизмененными породами, другие метаморфизованы больше, повсюду под микроскопом заметна первичная структура пород диабазовой формации (табл. 30).

Таблица 30

Химический состав диабазовых амфиболитов

Компоненты	I Обр. № 1524. Габбро-диабаз слабо изме- ненный. Се- верососьвин- ский Урал. Водораздел рр. Нясы- Манья		II Обр. № 639. Диабазовый амфиболит. Ляпинский Урал. Гора Ялпинг-Нер		III Обр. № 51-а Диабазовый амфиболит. Ляпинский Урал. Зап. склон горы Лапчи		IV Обр. № 104-б. Диабазовый амфиболит. Ляпинский Урал. Р. Тэль- Рузь		V Обр. № 75-б. Диабазовый амфиболит. Ляпинский Урал. Гора Кузь-Пуа-Ю	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	43.78	730	46.50	776	47.02	784	48.46	808	50.14	836
TiO ₂	0.30	4	2.18	27	0.81	10	1.65	21	0.50	6
Al ₂ O ₃	28.74	285	14.27	140	17.03	167	13.69	134	18.08	177
Fe ₂ O ₃	0.85	5	0.98	6	1.63	10	7.86	49	2.64	17
FeO	2.15	30	10.59	147	9.20	128	7.05	98	4.66	65
MnO	—	—	0.20	3	0.17	2	0.22	3	0.14	2
MgO	6.04	150	5.92	147	8.45	210	5.35	133	7.12	176
CaO	15.81	282	9.25	165	6.21	111	8.80	157	11.82	211
Na ₂ O	0.15	2	2.52	40	2.20	35	3.20	52	2.55	41
K ₂ O	0.17	1	0.34	4	2.32	25	0.39	4	0.50	6
H ₂ O	0.57	—	0.55	—	0.20	—	0.33	—	нет	—
П. п. пр. . . .	1.80	—	0.92	—	3.76	—	2.98	—	1.66	—
BaO	—	—	—	—	нет	—	нет	—	0.14	1
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0.99	7	0.05	—	0.01	—
	100.26		100.31		100.04		100.06		100.05	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. 1.6 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 2.5 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 154$; $Na_2O : K_2O = 2 : 1$;
 $\alpha = 1.10$; $\beta = 103.00$
 II. 3.5 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 10.5$; $Na_2O : K_2O = 10 : 1$;
 $\alpha = 1.64$; $\beta = 84.00$
 III. 2.8 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 7.2$; $Na_2O : K_2O = 1.4 : 1$;
 $\alpha = 1.53$; $\beta = 85.00$
 IV. 2.4 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 6.9$; $Na_2O : K_2O = 13 : 1$;
 $\alpha = 1.62$; $\beta = 77.9$
 V. 2.6 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 9.6$; $Na_2O : K_2O = 6.8 : 1$;
 $\alpha = 1.54$; $\beta = 83.1$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	t	Q
I. 49.29	0.2	17.5	12.3	7.3	β	0.96	0.97	
II. 54.96	2.5	5.6	21.9	9.3	α	0.97	0.82	
III. 53.77	3.5	6.2	20.3	5.9	β	0.86	1.03	
IV. 54.98	3.0	4.3	22.7	9.3	α	0.92	0.80	
V. 51.55	2.3	6.4	21.3	8.7	β	0.86	0.63	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	t	n	Q
I. 0.7	22.8	16.3	60.2	21.2	76.2	2.5	0	0.5	75.0	—	3.6
II. 6.3	7.1	27.7	58.9	42.9	39.1	18.0	0	3.4	93.0	—	1.9
III. 8.6	6.6	28.0	56.8	38.8	54.0	0	7.2	1.2	59.4	—	10.3
IV. 7.7	5.5	28.8	58.0	48.5	32.5	19.0	0	2.4	93.0	—	4.9
V. 6.6	9.1	25.2	59.1	27.74	9.7	22.6	0	0.7	87.2	—	4.2

Анализы выполнены: I — в химической лаборатории Уральского геологического управления; II — в химической лаборатории Арктического института; III, IV и V — в химической лаборатории Геологического института Академии Наук.

Из рассмотрения анализов видно, что отклонение от состава нормальных диабазов (и габбро-диабазов) выражается в диабазовых амфиболитах в довольно высоком содержании H_2O (потери при прокаливании).

Амфиболиты

Как указывалось выше, реликты первоначальных пород в этой группе амфиболитов встречаются редко. Поэтому и происхождение последних не всегда поддается выяснению. Судя по взаимоотношению их с окружающими породами и отчасти по минералогическому составу, можно считать, что амфиболиты этой серии также произошли из диабазов, габбро-диабазов и частью из габбро.

По внешнему виду эти амфиболиты заметно отличаются от диабазовых амфиболитов. Это преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые, массивные породы темносерого или почти черного цвета. Сланцеватые разности имеют серую окраску с зеленоватым оттенком. Встречаются и тонкополосчатые разности, наиболее отчетливо выступающие при наличии в них мусковита.

Минералогический состав амфиболитов отличается довольно значительным разнообразием, благодаря чему среди них можно выделить очень много разновидностей. Здесь мы опишем наиболее часто встречающуюся разновидность эпидото-альбитовых амфиболитов и лишь вкратце коснемся остальных.

В составе этих амфиболитов роговая обманка и плагиоклаз встречаются в качестве главных минералов; второстепенными, частью акцессорными являются: эпидот, кварц, хлорит, цоизит, рудный минерал, лейкоксен, гранат, мусковит, сфен, карбонат, рутил, апатит, тремолит и актинолит.

Роговая обманка обычно господствует в породе, изредка уступая место другим минералам. Она образует короткостолбчатые, шестоватые волокнистые или стебельчатые формы индивидов, всегда без концевых граней. Крупные индивиды иногда имеют изометричные неправильные очертания и содержат пойкилитовые вроски плагиоклаза, кварца, рудного минерала и рутила. В шлифе № 4912 измерены следующие константы роговой обманки:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np
4912	10°	—70°	0.019	0.006	0.013

Цвета плеохроизма: по Ng — синий с зеленоватым оттенком; по Nm — бледнозеленый с желтоватым оттенком, по Np — бледнозеленый, почти бесцветный (иногда желтовато-зеленоватый).

Схема абсорбции: Ng = Nm Np.

Иногда в цветах плеохроизма по Nm наблюдаются слабо выраженные фиолетовые оттенки, указывающие на принадлежность ее к щелочной (глаукофановой) роговой обманке (обр. № 702, 4455-в, 443-а). Редко встречаются разновидности буровато-зеленая и бледнозеленая уралитового типа.

Плагиоклаз присутствует в изменчивых количествах, почти всегда уступая первое место роговой обманке; в редких разновидностях совершенно отсутствует. По составу всегда отвечает альбиту, что подтверждается целым рядом измерений в различных образцах (табл. 31).

Результаты измерений плагиоклазов

№ шлифа	PNg	PNm	PNp	Двойниковый шов; спайность	№ плагиоклаза
3774	16°5	73°5	90°	дв. шов (010)	4
—	80°	25°	67°	спайн. (001)	5
—	79°	25°	68°	спайн. (001)	5
4912	81°	26°	66°	спайн. (001)	4
4670	77°	26°	68°	спайн. (001)	4
4258-а	16°	74°	90°	дв. шов (010)	3

Сравнением показателей преломления плагиоклаза и канадского бальзама (по дисперсионному эффекту) эти результаты вполне подтверждаются.

Плагиоклаз часто представлен в виде порфириобласт, обычно имеющих неправильную форму и являющихся, вероятно, порфириновыми выделениями породы. Вторичные продукты в большей мере развиваются за счет крупных зерен плагиоклаза; к ним относятся: соссюрит, эпидот, цоизит, серицит, тремолит. Интересно отметить, что плагиоклаз амфиболитов восточной полосы более сохранен, чем у амфиболитов центральной и западной полос.

Кварц довольно обычен, но по отношению к остальным компонентам является второстепенным минералом, будучи представлен мелкими неправильными зернышками, дающими скопления в виде узких полосок или линз среди участков с преобладанием роговой обманки. Всегда образует пойкилитовые вросстки в роговой обманке.

Гранат встречается, главным образом, в амфиболитах восточной полосы, для которых он может считаться характерным породообразующим минералом. Представлен крупными и округлыми идиобластами или мелкими зернышками, образующими неправильные скопления. По трещинкам в гранате (часто параллельно сланцеватости) развивается хлорит, нередко вместе с кварцем, эпидотом и рутилом.

Эпидот наблюдается в виде кучных скоплений мелких зерен или вытянутых полос. Обычно он бесцветен, а иногда окрашен и ясно плеохроирует от бесцветного до лимонно-желтого цвета.

Цоизит отличается низкой аномальной интерференционной окраской. Вместе с эпидотом он образует тонкозернистый агрегат, возникающий почти всегда за счет плагиоклаза.

Хлорит встречается в виде листов или агрегата на месте роговой обманки или граната; обладает низкими цветами интерференции и слабо плеохроирует от почти бесцветного до зеленоватого.

Мусковит встречается редко в виде мелких пластинок, дающих радиально-лучистые пучки. Отмечается широкое развитие мусковита в амфиболитах из контакта с гнейсами, где он представлен порфириобластами, выделяющимися среди мелкозернистой роговообманковой массы (обр. № 6988).

Рудные минералы представлены магнетитом и пиритом.

Магнетит встречается редко и притом в самом незначительном количестве. Обычны его скопления вокруг роговой обманки, или в ней самой, в виде мелких неправильных зерен (от 0.01 до 0.2 мм) и редко в более крупных зернах (до 1—1.5 мм). Местами магнетит окружен каемкой титаномагнетита; иногда нацело превращается в землистую лейкоксеноподобную массу (обр. № 4425).

Пирит находится в характерных кубических кристалликах, обладает сильным металлическим блеском и шпейсово-желтой окраской

в отраженном свете. Около мелких его зерен (величиной 0.05 мм) развивается каемка лимонита.

Апатит дает мелкие призматические и столбчатые кристаллы; встречается редко.

Сфен проявляется в мелких неправильных зернышках и неправильных хлопьевидных скоплениях; повидимому, возникает за счет рудного минерала (титаномagnetита).

Рутил был встречен в единичных случаях; в некоторых породах образует игольчатые и столбчатые кристаллики, ассоциирующие с роговой обманкой; почти непрозрачен и обладает темнобурым, иногда золотистобуроватым цветом (обр. № 1979-в). В одном случае наблюдался колленчатый двойник (обр. № 2611-в).

Карбонат встречается очень редко в виде неправильных зерен.

Структура амфиболов в целом кристаллобластовая; более обычна гетеробластовая (порфиробластовая), а у мелкозернистых разновидностей с шестовой роговой обманкой — нематобластовая структура.

Из разновидностей амфиболов можно отметить следующие: 1) эпидото-альбитовые амфиболиты, часто с гранатом — наиболее широко распространенная разновидность; 2) эпидотовые амфиболиты; 3) гранатовые амфиболиты; 4) бесполовошпатовые амфиболиты (кварцевые); 5) эпидото-хлорито-альбитовые амфиболиты; 6) цоизито-мусковитовые амфиболиты, состоящие из роговой обманки, мусковита, цоизита и иногда рутила, 7) цоизитовые амфиболиты, состоящие из роговой обманки, цоизита и рутила, 8) гранатово-альбитовые амфиболиты с моноклинным пироксеном; последний группируется в виде полос, чередующихся с роговой обманкой. Его оптические свойства: $2V = 76-78^\circ$; оптически положителен, $cNg = 36^\circ$; $Ng - Np = 0.015$. Окраска бледная, зеленовато-синеватого цвета (обр. № 691, 699).

Таблица 32

Химический состав амфиболов

Окислы	I Обр. № 76-б Амфиболит биотитовый. Ляпинский Урал. Левобережье р. Кожим. (И.-Шор)		II Обр. № 3007. Амфиболит с кварцем. Северососьвинский Урал. Гора Хап-Хартен-Тумп		III Обр. № 55-б. Амфиболит альбитовый. Ляпинский Урал. Зап. склон горы Лапчи		IV Обр. № 1113. Амфиболит. Северососьвинский Урал. Левый берег р. Няйсь	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	39.82	664	45.82	755	47.60	793	48.63	810
TiO ₂	2.97	37	1.92	24	2.77	35	1.07	13
Al ₂ O ₃	13.34	131	15.23	149	14.46	142	13.54	132
Fe ₂ O ₃	5.32	33	3.31	21	2.56	16	5.35	40
FeO	14.84	206	10.32	143	9.06	126	5.73	80
MnO	0.30	4	0.14	2	0.17	2	0.16	2
MgO	7.38	183	6.82	169	6.53	162	8.27	205
CaO	9.80	175	10.98	196	10.64	190	12.07	216
Na ₂ O	0.67	11	1.61	26	2.48	40	2.09	34
K ₂ O	1.87	220	0.24	3	0.81	9	9.14	1
H ₂ O ⁻	0.48	—	0.40	—	нет	—	0.24	—
H ₂ O ⁺	3.38 ¹	—	4.11 ¹	—	2.74	—	1.38 ¹	—
BaO	нет	—	—	—	0.03	—	—	—
P ₂ O ₅	»	—	—	—	0.39	3	—	—
	100.12		100.40		100.24		99.67	

¹ Потери при прокаливании.

По Левинсон-Лессингу:

- I. 3.7 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.0 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 18.3$; $Na_2O : K_2O = 1 : 1.8$;
 $\alpha = 1.21$; $\beta = 114.9$
- II. 3.1 $RO \cdot R_2O_3 \cdot 4.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 17.2$; $Na_2O : K_2O = 8.7 : 1$;
 $\alpha = 1.44$; $\beta = 93.3$
- III. 3.2 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.0 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 9.8$; $Na_2O : K_2O = 4.4 : 1$;
 $\alpha = 1.59$; $\beta = 85.5$
- IV. 3.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.7 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 14.3$; $Na_2O : K_2O = 34.0 : 1$;
 $\alpha = 1.53$; $\beta = 87.6$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I. 46.95	1.4	4.5	24.1	3.5	δ	0.76	0.85	
II. 51.80	1.5	6.2	22.3	9.0	α	0.93	0.82	
III. 54.35	2.6	5.0	22.4	8.2	α	0.93	0.77	
IV. 52.34	1.7	4.7	23.6	9.7	α	0.93	0.75	

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I. 4.3	7.2	38.3	50.2	51.0	34.3	13.9	5.3	35.2	—15.5	
II. 4.1	8.6	31.1	56.2	43.3	39.2	17.5	3.1	90.0	— 4.7	
III. 6.8	6.5	28.8	57.9	39.0	39.4	21.6	4.1	82.0	— 4.3	
IV. 4.7	6.6	32.9	55.8	33.5	42.3	24.2	1.7	97.1	— 44	

Для характеристики химического состава амфиболитов приводим четыре анализа пород (табл. 32). Анализы выполнены: I и III — в химической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР; II и IV — в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Состав амфиболитов во многом сходен с составом описанных выше диабазовых амфиболитов, что и заставляет считать первые — производными диабазовой магмы.

Перидотиты и образовавшиеся из них серпентиниты

Кроме восточной интрузии, серпентиниты встречаются в виде мелких линз в зоне метаморфических сланцев среднего и верхнего кембрия.

Это массивные мелкозернистые породы черного цвета, иногда с характерной шагреновой рябью на выветрелой поверхности, свойственной всем перидотитам. Подобно серпентинитам восточной интрузии они произошли из перидотитов, что подтверждается наличием характерных в них реликтовых минералов. В неизмененном виде перидотиты встречаются редко. Они образованы оливином (до 70 % состава), представленным в мелких округлой формы зернах. По трещинам в оливине образуются серпентин и вторичный рудный минерал. Среди этой мелкозернистой массы видны неправильные зерна ромбического и моноклинного пироксена. В небольшом количестве присутствует илдингсит в мелких пластических агрегатах, слабо плеохроирующих в бурых тонах. Много рудного минерала. Вторичные минералы: серпентин, роговая обманка, хлорит, рудный минерал.

Серпентиниты сохраняют структуру перидотитов. Округлые зерна, присущие оливину, целиком замещены антигоритом, хризотилом и в меньшей степени хлоритом. Серпентин почти бесцветен или имеет чуть заметный зеленоватый оттенок. Характерны псевдоморфозы серпентина по ромбическому пироксену в виде пластинчатого бастита. По серпентину редко развивается тальк.

Хлорит слегка зеленый, почти изотропный, выполняет трещины и промежутки между зернами. Часто встречаются игольчатые кристаллы бесцветной роговой обманки — тремолита, — развивающейся в массе серпентина. Рудный минерал, просвечивающий по краям зерен буро-крас-

ным цветом, принадлежит хромиту. Из прочих минералов наблюдаются редко апатит и идингсит.

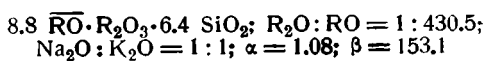
Проанализированный образец принадлежит нацело серпентинизированному перидотиту (обр. № 585). Анализ выполнен в химической лаборатории Арктического института (табл. 33).

Таблица 33

**Химический состав
серпентинизированного
перидотита**

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:



По Озанну:

s	a	c	f	n	ряд	k	m
38.63	0.1	2.1	28.3	5.0	γ	0.59	1.02

По Заварицкому:

a	c	b	s	f'	m'	a'	t	n	Q
0.2	1.0	60.6	38.2	20.7	72.1	7.2	1.4	50.0	-25.0

Компо- ненты	Обр. № 585. Ляпинский Урал. Вер- ховья р. Ты- катлова	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	37.41	623
TiO ₂ . .	0.72	9
Al ₂ O ₃ . .	5.61	55
Fe ₂ O ₃ . .	6.85	43
FeO . .	8.41	117
MnO . .	0.17	2
NiO . .	0.12	1
CoO . .	сл. сл.	—
MgO . .	28.92	717
CaO . .	0.96	17
Na ₂ O . .	0.09	1
K ₂ O . .	0.06	1
H ₂ O— . .	1.12	—
П. п. пр.	10.20	—
	101.54	

По составу порода отвечает ультраосновной магме. При сравнении приведенного анализа с анализами серпентинитов восточной полосы выявляется, что содержание SiO₂ и MgO в описываемых породах меньше, а глинозема и окислов железа значительно больше, чем в серпентинитах восточной полосы.

5. ЭФФУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Горные породы нижнего палеозоя

Амфиболиты и амфиболитовые сланцы

В этой группе мы объединяем темнозеленоватые существенно роговообманковые породы, обладающие массивной и сланцеватой текстурой.

В составе этих пород участвуют следующие минералы: роговая обманка, эпидот, хлорит, плагиоклаз (обычно серицитизированный); в некоторых шлифах обнаруживаются еще кварц, кальцит и ильменит, замещающий лейкоксеном. В породах изредка встречаются участки с сохранившейся офитовой и порфировой структурами, что свидетельствует о происхождении их из диабазов и порфиров.

Некоторые диабазы превращены в кварцево-эпидотовые породы (эпидозиты) с сохранившимися кое-где призматическими зернами плагиоклаза. Роговая обманка в этих породах отсутствует, зато большим развитием пользуется хлорит. Рудный минерал, как правило, замещается лейкоксеном.

Некоторые амфиболиты утрачивают следы первоначальной структуры, при этом плагиоклаз в них полностью замещается соссюритом, а ильменит — лейкоксеном.

Спилиты

Спилиты встречаются по северо-западному склону горы Малды. Они имеют плотное сложение, темную окраску, иногда с зеленоватым оттенком. Под микроскопом спилиты состоят из продолговатых лейст альбитизированного плагиоклаза. Промежутки между лейстами плагиоклаза выполнены мелкими выделениями хлорита, магнетита и более крупными изометричными зернами сфена, образовавшимися, повидимому, за счет цветного компонента. В породе наблюдаются миндалины, выполненные крупнокристаллическим кальцитом, иногда вместе с эпидотом. Кальцит встречается и в виде отдельных зерен, разбросанных в породе, иногда совместно со сфеном и хлоритом.

Химический состав спилитов приведен в табл. 34.

Анализы выполнены в химической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР.

Таблица 34

Химический состав спилитов

Окислы	I Обр. № 21-а Спилит. Ляпин- ский Урал. Гора Малды		II Обр. № 23-а. Спилит миндале- видный. Ляпин- ский Урал. Гора Малды	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	48.98	816	49.74	829
TiO ₂	2.14	27	1.23	15
Al ₂ O ₃	17.11	168	17.49	172
Fe ₂ O ₃	9.10	57	9.63	60
FeO	3.42	47	1.63	23
MnO	0.28	4	0.13	2
MgO	3.21	80	1.48	37
CaO	4.32	77	7.07	126
Na ₂ O	7.02	113	6.77	109
K ₂ O	0.12	1	0.39	4
H ₂ O ⁻	1.90	—	нет	—
H ₂ O ⁺	0.08	—	4.66	—
BaO	следы	—	нет	—
P ₂ O ₅	0.86	6	следы	—
CO ₂	1.59	36	—	—
	100.13		100.22	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. $1.2 \bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 3.6 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 1.35$; $Na_2O : K_2O = 113.0 : 1$;
 $\alpha = 1.73$; $\beta = 60.4$

II. $1.3 \bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 3.6 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 1.6$; $Na_2O : K_2O = 27.0 : 1$;
 $\alpha = 1.66$; $\beta = 64.3$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I.	57.94	7.0	3.7	18,5	9.9	α	0.79	0.91
II.	58.69	8.0	4.2	17.8	9.6	β	0.80	0.72

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I.	16.3	3.9	19.3	60.5	61.5	29.6	8.9	3.2	99.1	15.5
II.	16.4	4.3	18.1	61.2	58.0	14.9	27.1	1.8	96.5	14.7

Кварцевые альбитофиры

Эти породы были встречены по соседству со спилитами горы Малды. Микроскопически они имеют плотное сложение и светлосерый, иногда розоватый цвет. Под микроскопом в них наблюдаются следующие минералы: во вкрапленниках — плагиоклаз, альбит, кварц и микроклин; в основной массе — плагиоклаз, микроклин, кварц и биотит. Размер вкрапленников обычно колеблется в пределах от 2 до 5 мм, средний же размер зерен основной массы — 0.2 мм. Отношение вкрапленников к основной массе примерно 1 : 3. Из второстепенных минералов встречены турмалин и циркон. Кроме того, в породе отмечаются вторичные минералы, представленные серицитом, цоизитом, зеленым биотитом, кварцем и эпидотом.

Плагиоклаз сильно разложен, особенно во вкрапленниках. По нему образуется серицит, реже цоизит и кварц. Судя по дисперсионному эффекту, состав плагиоклаза не превышает 8% Ап.

Микроклин слегка пелитизирован, благодаря чему имеет буроватый оттенок. Двойниковая решетка видна отчетливо. Кварц во вкрапленниках обладает волнистым угасанием.

Цветной компонент представлен биотитом, который нацело превращен в мелкозернистый агрегат вторичного биотита.

Турмалин образует неправильные зерна длиной до 1.5 мм, окрашенные в зеленовато-бурые, яркосиние и реже розоватые цвета плеохроизма.

Среди кварцевого порфира встречаются сильно рассланцованные разности, с фельзитовой, сильно серицитизированной основной массой. Кристаллы калиевого полевого шпата в рассланцованном кварцевом порфире сохранили идиоморфное очертание и располагаются длинной осью вдоль сланцеватости основной массы.

Наряду с описанными разностями кварцевого альбитофира встречается туф кварцевого альбитофира. Основная масса туфа состоит из микрогранулитового кварца и серицита с небольшой примесью мелких табличек зеленого биотита. В заметном количестве в породе присутствует магнетит и сфен. Состав основной массы неоднороден: в некоторых местах можно наблюдать полевошпатовые участки с трахитоидной структурой. Порфиробласты образованы корродированными зернами кварца и плагиоклаза. Плагиоклазы слегка серицитизированы.

Химический состав кварцевых альбитофиров характеризуется следующими тремя анализами, выполненными в химической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР (табл. 35).

Приведенные анализы показывают повышенное содержание кремнекислоты в рассланцованных разностях и особенно в туфах.

Горные породы верхнего силура

Пироксеново-плагиоклазовые порфириты

Пироксеново-плагиоклазовые порфириты представляют собой темные, иногда с зеленоватым оттенком мелкозернистые или плотные породы преимущественно массивной текстуры.

Вкрапленники образованы плагиоклазом и моноклинным пироксеном, реже наблюдается ромбический пироксен и оливин. Количественные соотношения между главными минералами — плагиоклазом и моноклинным пироксеном — весьма различны: иногда, плагиоклаз преобладает над

Химический состав кварцевых альбитофиров

Компоненты	Обр. № 23-б Порфир. Ляпинский Урал. Гора Малды		Обр. № 17-б. Рассланцованный кварцевый пор- фир. Ляпинский Урал. Гора Малды		Обр. № 20-а. Туф кварцевого порфира. Ляпин- ский Урал, Гора Малды	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂	72.26	1204	75.70	1261	77.36	1289
TiO ₂	0.32	4	0.16	2	0.09	1
Al ₂ O ₃	14.81	145	12.09	119	13.05	128
Fe ₂ O ₃	1.03	6	1.55	10	0.75	5
FeO	1.42	20	0.61	8	0.21	3
MnO	0.04	—	следы	—	0.04	—
MgO	0.49	12	0.27	7	0.41	10
CaO	0.70	13	0.13	2	0.44	8
Na ₂ O	2.95	48	0.53	9	3.57	58
K ₂ O	5.04	54	8.19	87	3.59	38
H ₂ O ⁻	0.92	—	0.22	—	0.12	—
H ₂ O ⁺	0.10	—	0.83 ¹	—	0.51 ¹	—
P ₂ O ₆	0.14	1	—	—	0.01	—
BaO	0.06	—	—	—	нет	—
	100.28		100.28		100.15	

¹ Потери при прокаливании.

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

- I. $0.95 \bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 8.0 SiO_2$; $R_2O : RO = 2.26 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1 : 1.2$;
 $\alpha = 4.03$; $\beta = 24.5$
- II. $0.87 \bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 9.7 SiO_2$; $R_2O : RO = 5.6 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1 : 9.7$;
 $\alpha = 5.05$; $\beta = 19.1$
- III. $0.8 \bar{R}O \cdot R_2O_3 \cdot 9.7 SiO_2$; $R_2O : RO = 4.5 : 1$; $Na_2O : K_2O = 1.5 : 1$;
 $\alpha = 4.99$; $\beta = 19.4$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	ряд	k	m
I.	80.11	19.4	8.5	2.1	4.5	γ	1.72	4.21
II.	83.53	22.0	5.5	2.5	0.9	Σ	2.00	2.97
III.	82.01	22.4	7.5	0.1	6.0	β	2.03	1.53

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	a'	t	n	Q
I.	13.1	0.6	7.5	78.8	28.1	11.3	60.6	0.3	46.5	+30.9
II.	12.4	0.1	5.0	82.5	33.8	9.1	57.1	0.2	9.4	+39.9
III.	12.2	0.5	4.6	82.7	17.6	14.1	68.3	0.1	60.0	+40.5

пироксеном, в некоторых же породах он присутствует только в основной массе.

В составе основной массы наблюдаются те же минералы, что и во вкрапленниках, с постоянной примесью магнетита, сфена и апатита, а в стекловатых разностях — стекла. В качестве вторичных минералов обычны: хлорит, серицит, уралит, кальцит.

Размер вкрапленников варьирует в пределах от 0,2 до 2 мм.

Плагиоклаз обычно представлен пластинчатыми, реже широко табличатыми индивидами, иногда с хорошо образованными конечными ограничениями. Вкрапленники распределены в породе или равномерно

и поодиноким, или образуют гломеропорфировые скопления. Состав плагиоклаза вкрапленников обычно отвечает лаборатору:

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Двойни- ковый шов	Закон двойни- кования	№ плагио- клаза
4692	32°	63°5	73°5	—	⊥ (010)	59;

В плагиоклазе часто выражено зонарное строение, обусловленное более основным ядром и кислой периферией зерен, в связи с чем часто ядро плагиоклаза заполнено соскюритом и серицитом, а край остается свежим. Иногда наблюдается замещение плагиоклаза карбонатом (обр. № 2656а, 4212).

Моноклинный пироксен присутствует в коротко-призматических кристаллах (часто с хорошей огранкой), иногда в табличатых формах. Подобно плагиоклазу образует гломеропорфировые скопления. По оптическим свойствам отвечает авгиту.

№ шлифа	cNg	2V	Ng—Np	Ng—Nm	Nm—Np
4692	44°	+48°	0.025	0.020	0.005

В поперечных сечениях выражена спайность по двум направлениям (по призме) с характерным углом между ними в 87°. Заметна, хотя и слабо выражена, желтовато-зеленоватая окраска. За счет пироксена развиваются хлорит и роговая обманка.

Ромбический пироксен и оливин в неизменном виде не обнаружены. О наличии их в породах можно судить лишь на основании псевдоморфоз по ним вторичных минералов. Так, псевдоморфозы по ромбическому пироксену имеют вид широких таблиц, пересеченных неправильными трещинками, заполненными кальцитом и хлоритом. Псевдоморфозы по оливину имеют большей частью округлые очертания. Плагиоклаз основной массы более свежий, чем у вкрапленников; обычно представлен рядом генераций, отличающихся друг от друга размерами и формой микролитов (серийная структура); часто албитизирован.

Моноклинный пироксен в виде мелких ксеноморфных зернышек заполняет промежутки между микролитами плагиоклаза.

Магнетита в породе обычно немного. Мелкие зерна его равномерно распределяются в породе, иногда он заполняет трещинки в псевдоморфозах по оливину и пироксену.

О присутствии оливина в основной массе можно говорить лишь предположительно, так как сохранных зерен его, даже среди вкрапленников, не обнаруживается.

Сфен и апатит присутствуют в качестве аксессуаров.

Из вторичных минералов широко развит хлорит, образующийся за счет пироксенов и стекла основной массы. Встречается также в миндалях с характерным сферолитовым строением. Стекловатая масса имеет грязнобурый цвет, в большинстве случаев хлоритизирована.

Основной массе присущи следующие структуры: пилотакситовая, а для стекловатых пород гиалопилитовая и интерсертальная. Наиболее характерные текстуры: массивная, миндалевидная и флюидальная.

О химическом составе описываемых пород дают представление четыре анализа образцов из различных участков района (табл. 36).

Химический состав пироксено-плагноклазовых порфиров

Компоненты	I Обр. № 4542-в. Пироксено- плагноклазовый порфирит. Ляпинский Урал. Р. Б. Тыкатлова (Итья) ниже р. Грубе-Ю		II Обр. № 4216. Пироксено- плагноклазовый порфирит. Ляпинский Урал. Р. Хальмер-Ю		III Обр. № 1538. Авгитовый порфирит. Северососьвин- ский Урал. Левый берег р. Маньи		IV Обр. № 192. Пироксено- плагноклазовый порфирит. Ляпинский Урал. Р. Тыкатлова (Итья)	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	46.35	773	49.49	825	52.54	876	53.26	888
TiO ₂ . . .	0.65	8	0.50	6	—	—	0.83	10
Al ₂ O ₃ . . .	13.93	136	17.06	167	19.98	196	15.95	156
Fe ₂ O ₃ . . .	5.16	32	3.72	23	0.45	3	4.32	27
FeO . . .	4.95	69	7.55	105	9.21	127	4.03	56
MnO . . .	0.04	—	0.09	1	0.10	1	0.12	2
MgO . . .	5.51	137	6.89	171	6.49	161	5.02	125
CaO . . .	12.00	214	9.90	177	9.44	169	7.46	133
Na ₂ O . . .	3.25	52	1.66	27	2.26	36	3.97	64
K ₂ O . . .	1.06	11	1.00	11	0.09	1	1.28	14
H ₂ O— . . .	0.79	—	0.48	—	0.72	—	0.40	—
П. п. пр. . .	6.06	—	2.11	—	1.36	—	2.13 ¹	—
BaO . . .	—	—	—	—	—	—	следы	—
P ₂ O ₅ . . .	—	—	—	—	—	—	0.28	2
	99.75		100.45		102.64		100.05	

Пересчеты анализов:

по Левинсон-Лессингу:

- I. 2.9 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.6 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 66$; $Na_2O : K_2O = 4.7 : 1$;
 $\alpha = 1.57$; $\beta = 84.21$
- II. 2.6 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 12$; $Na_2O : K_2O = 2.4 : 1$;
 $\alpha = 1.55$; $\beta = 82.66$
- III. 2.5 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.4 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 12.3$; $Na_2O : K_2O = 36 : 1$;
 $\alpha = 1.60$; $\beta = 79.2$
- IV. 2.1 $\overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.8 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 4$; $Na_2O : K_2O = 4.6 : 1$;
 $\alpha = 1.80$; $\beta = 64.3$

По Озанну:

	s	a	c	f	п	ряд	k	m
I.	53.21	3.5	3.9	22.6	8.1	α	0.83	0.66
II.	54.07	2.1	7.2	20.7	7.1	β	0.97	0.87
III.	56.62	2.2	9.5	18.3	9.7	α	1.03	0.96
IV.	59.13	5.0	5.1	19.9	8.2	α	0.96	0.84

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I.	9.2	2.2	29.7	55.9	32.6	33.1	34.3	31.0	81.2—11.8	
II.	5.4	9.1	26.5	59.0	40.9	46.2	12.9	0.7	71.0—1.9	
III.	5.3	11.2	21.7	61.8	44.0	52.7	3.3	0	97.3+1.8	
IV.	10.	5.6	21.3	62.4	36.1	49.0	14.9	1.7	82.5—2.3	

Анализы выполнены: I и II—в химической лаборатории Арктического института; III—в химической лаборатории Уральского геолого-разведочного треста; IV—в химической лаборатории Геологического института Академии Наук СССР.

По составу все порфириды отвечают их интрузивным аналогам — габбро (анализы I и II) и габбро-диоритам (анализы III и IV).

Спилиты

По внешнему виду спилиты довольно однообразны. Это темносерые тонкозернистые или плотные миндалевидные породы; центральные части шаровых тел более или менее сохранны, тогда как краевые участки чаще разрушены.

Под микроскопом спилиты представляются или афировыми, состоящими из многочисленных, различно ориентированных точких лейст плагиоклаза и редких мелких призмочек моноклинного пироксена, или же порфировыми, содержащими, кроме спилитовой основной массы, гломеропорфировые скопления более крупных изометричных вкрапленников плагиоклаза, реже пироксена. В основной массе присутствуют: плагиоклаз, моноклинный пироксен, рудный минерал, апатит и стекловатый базис. Вторичные минералы: роговая обманка, альбит, хлорит, кварц, цеолиты, карбонат, халцедон.

Плагиоклаз присутствует в виде сильно удлинённых лейст с расщепленными концами; обычно альбитизирован; местами замещен кальцитом и эпидотом. Иногда он образует несколько генераций, различающихся между собой размерами.

Моноклинный пироксен образует мелкие неправильные зерна или присутствует в виде обрывков, оставшихся от замещения его хлоритом.

Роговая обманка вторичного характера принадлежит актинолиту и представлена удлинёнными шестоватыми индивидами; плеохроирует от зеленого до соломенно-желтого цвета.

Игольчатые кристаллы актинолита, располагаясь беспорядочно в породе, иногда внедряются в лейсты альбитизированного плагиоклаза и пронизывают их.

Рудный минерал — магнетит, повидимому, титанистый, образует мелкую вкрапленность, местами переходит в лейкоксен.

Апатит в качестве редкой и незначительной примеси присутствует в виде мелких брусочков.

Стекловатый базис бурого цвета почти всюду хлоритизирован, реже карбонатизирован.

Хлорит весьма распространен в спилитах. Он замещает пироксены и широко развит в основной массе за счет ее стекловатого базиса. Кроме того, хлорит заполняет миндалины, обладая в этих случаях обычно радиально-концентрическим или лучистым строением. Окрашен в зеленый цвет, иногда с бурыми оттенками.

Кварц в мелких зернах обычно ассоциирует с хлоритом.

Цеолиты наблюдаются в некоторых миндалинах. Карбонат образуется за счет плагиоклаза или выполняет вместе с хлоритом миндалины.

Халцедон присутствует в миндалинах, имеет сферолитовое строение.

Типичная текстура спилитов миндалевидная; миндалины имеют самую разнообразную форму: округлую, овальную и неправильную.

Структура спилитов типичная спилитовая, в основных чертах сходная с офитовой.

Анализ спилита приведен в табл. 37.

Анализ выполнен в химической лаборатории Уральского геолого-разведочного треста.

По химическому составу порода обнаруживает большое сходство с диабазами.

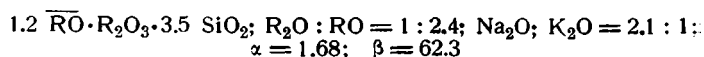
Таблица 37

Химический состав
спилита

Компо- ненты	Обр. № 256-с. Северосось- винский Урал. Левый берег р. Лопсии против юрты Тасманова	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	51.62	860
TiO ₂ . .	—	—
Al ₂ O ₃ . .	19.98	196
Fe ₂ O ₃ . .	7.34	46
FeO . .	2.32	32
MnO . .	0.18	3
MgO . .	2.87	71
CaO . .	5.68	101
Na ₂ O . .	3.66	59
K ₂ O . .	2.62	28
H ₂ O . .	0.80	—
П. п. пр.	2.56	—
	99.63	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:



По Озанну:

s	a	c	f	n	Ряд	k	m
59.50	7.0	8.5	14.5	6.8	β	0.92	1.4

По Заварицкому:

a	c	b	s	f'	m'	a'	t	n	Q
13.0	7.5	15.9	63.6	59.2	33.6	7.2	0	67.6	6.24

Кварцевые порфиры и альфитофиры

В эффузивном залежании эти породы встречены на границе верхне-силурийских и нижнедевонских отложений р. М. Сосьвы, в 1 км выше юрт Мань-Ильи. Их эффузивный характер доказывается сопровождающими их туфами. Так как разновозрастные кварцевые порфиры совершенно одинаковы по составу и структуре, то целесообразно описывать их вместе.

Макроскопически кварцевые порфиры представляются то массивными плотными породами, обычно серыми или синеватыми и желтоватыми, то рассланцованными. Порфировая структура выступает не всегда отчетливо.

Вкрапленники образованы кварцем, плагиоклазом и микроклином. Основная масса сложена теми же минералами с примесью акцессорных — магнетита и апатита; она почти всегда преобладает над вкрапленниками. Вторичные минералы, развитые широко, представлены альбитом, серицитом, кварцем и эпидотом.

Кварц вкрапленников имеет округлые, овальные, неправильные зерна, часто оплавленные и с характерными бухтообразными втеками основной массы. Вследствие катаклаза зерна его часто раздроблены.

Плагиоклаз вкрапленников представлен альбитом, обычно свежим, изредка пелитизированным и серицитизированным, в табличатых или неправильных изометричных зернах. Размеры колеблются от 2 до 6 мм.

Микроклин присутствует в табличатых или неправильных выделениях. От альбита он отличается наличием буроватых пелитовых продуктов и местами проявляющейся микроклиновой решеткой. Крупные зерна микроклина часто разбиты трещинами, заполненными вторичным кварцем.

Основная масса чаще фельзитовая: образована тонкозернистой смесью кварца, альбита и калиевого полевого шпата.

Рудный минерал — магнетит — присутствует в мелких и редких зернах, местами дающих небольшие скопления.

Апатит в мелких призмочках образует включения в плагиоклазе. Биотит встречается сравнительно редко в мелких чешуйках в пластинках, резко плеохроирующих в бурых цветах.

Основная масса по сравнению с вкрапленниками сильно затронута серицитизацией, причем серицит нередко образует оторочку или кайму вокруг вкрапленников альбита.

Горные породы нижнего и среднего девона

Эти породы, особенно диабазы, широко развиты в восточной части района Северососьвинского Урала. Последние образуют многочисленные жилы среди названных отложений и покровы небольшой мощности. Среди жильных диабазов по минералогическому составу и структуре могут быть выделены «нормальные», диабазовые порфириты, кварц-содержащие и кварцевые диабазы. В распространении этих разновидностей замечается следующая закономерность: нормальные и кварцевые диабазы распространены, главным образом, среди девонских отложений в то время как оливиновые приурочены к отложениям турнейского яруса.

Дайки и жилы диабазов в большинстве случаев имеют меридиональное простирание и достигают значительной мощности — от 100 до 150 м и выше.

Из приведенного выше геологического очерка среднего палеозоя видно, что дайки и жилы диабазов в большинстве случаев представляют корни эффузий ниже-среднедевонского возраста, а поэтому их описание дается вместе с описанием покровных диабазов, залегающих среди осадочных отложений.

Нормальные диабазы

Это мелкозернистые и среднезернистые породы массивного сложения (серой или темносерой окраски) слегка зеленоватые.

В составе этих диабазов главные минералы: плагиоклаз и моноклинный пироксен; втростепенные и примеси: магнетит, апатит, вторичные продукты: соссюрит, роговая обманка, хлорит, лейкоксен.

Плагиоклаз за редкими исключениями преобладает над прочими минералами. Он образует или удлиненно призматические (до 0.5 мм) лейстовидные или брусчатые индивиды: по составу отвечает лабрадору и обычно сильно соссюритизирован.

Моноклинный пироксен принадлежит авгиту. Он образует мелкие ксеноморфные зерна, заполняющие промежутки между зернами плагиоклаза. Подобно плагиоклазу интенсивно замещается вторичными продуктами, главным образом, роговой обманкой и хлоритом.

Магнетит представлен мелкими идиоморфными зернами, распределенными равномерно в породе. Часто присутствует титаномagnetит, нередко превращенный в лейкоксен.

Апатит в тонких игольчатых кристаллах, наблюдающихся среди зерен плагиоклаза.

Структура диабазов обычно офитовая, реже долеритовая и (при наличии стекла) толеитовая.

Химический состав представлен анализом образца диабаза № 128-в. Анализ выполнен в лаборатории Уральского геологического управления (табл. 38).

Диабазовые порфириты

Диабазовые порфириты подобно диабазам имеют довольно широкое развитие в районе Северососьвинского Урала. Они образуют секущие жилы и интрузивные залежи небольшой мощности, главным образом, среди девонских пород, которые они гораздо чаще инъецируют согласию. Последнее особенно отчетливо наблюдается в девонских отложениях по р. Лопсии.

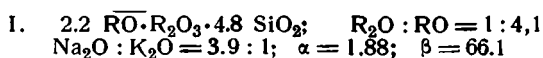
Таблица 38

Химический состав
диабазы

Компо- ненты	Обр. № 128-б Северосось- винский Урал. Правый берег Лопсия ниже устья р. Агрии	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	52,45	874
TiO ₂ . .	1,68	21
Al ₂ O ₃ . .	15,59	153
Fe ₂ O ₃ . .	4,18	26
FeO . .	7,68	107
MnO . .	0,09	1
MgO . .	4,19	104
CaO . .	6,04	108
Na ₂ O . .	3,87	62
K ₂ O . .	1,54	16
H ₂ O . .	0,10	—
П. п. пр.	2,81	—
	100,22	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:



По Озанну:

	s	a	c	f	n	Ряд	k	m
I.	59.67	5.0	5.0	20.0	7.9	α	0.97	0.88

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I.	11.0	5.3	20.9	62.8	53.7	35.2	11.1	2.4	78.9	1.5

Макроскопически это плотные, часто афанитовые породы с едва заметными невооруженным глазом фенокристаллами. От диабазов отличаются порфировой структурой.

Вкрапленники образованы плагиоклазом состава лабрадора и в меньшем количестве пироксеном, принадлежащим авгиту. В основной массе наблюдаются мелкие удлиненные призмочки плагиоклаза, промежутки между которыми заполнены ксеноморфными зернами авгита, к которому иногда примешиваются оливин и в значительном количестве магнетит. Из вторичных минералов присутствуют хлорит и иддингсит. Структура основной массы или долеритовая или пилотакситовая.

Кварцсодержащие и кварцевые диабазы

Описываемые породы тесно ассоциируют с нормальными диабазами. Они часто являются краевой фацией или же образуют мелкие неправильные жилы среди нормальных диабазов.

Главным минералом является идиоморфный, обычно сильно соссюритизированный и альбитизированный плагиоклаз в призматических кристаллах, промежутки между которыми выполнены моноклинным пироксеном и хлоритом. Наряду с последними в интерстициях присутствуют редкие ксеноморфные зерна кварца, количество которого иногда достигает 10—15%. Часто наблюдается пегматитовое прорастание альбита кварцем.

Химический состав кварцсодержащих и кварцевых диабазов иллюстрируется двумя анализами (табл. 39).

Анализы выполнены в химической лаборатории Уральского геологического управления.

Приведенные анализы обнаруживают значительное сходство с анализами нормальных диабазов, кроме содержания SiO₂, которого в кварцевых диабазах несколько больше.

Таблица 39

Химический состав диабазов

Компоненты	I Обр. № 1916-б Порфиroidный диабаз с кварцем, Северососьвин- ский Урал. Левый берег, р. Манья		II Обр. № 2231. Кварцевый диабаз. Северо- сосьяинский Урал. р. Нясы-Манья	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	55.34	922	58.38	973
TiO ₂ . . .	—	—	1.60	20
Al ₂ O ₃ . . .	19.30	189	15.69	154
Fe ₂ O ₃ . . .	5.12	32	2.64	16
FeO . . .	3.90	54	3.87	54
MnO . . .	0.20	3	0.10	1
MgO . . .	5.04	125	4.21	104
CaO . . .	6.60	118	3.74	67
Na ₂ O . . .	2.81	45	5.15	83
K ₂ O . . .	1.32	14	1.35	14
H ₂ O ⁻ . . .	0.74	—	0.45	—
П. п. пр. .	1.94	—	2.42	—
	102.31		99.60	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:

I. $1.6 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.2 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 5.3$; $Na_2O : K_2O = 1 : 5.3$;
 $\alpha = 1.80$; $\beta = 63.9$ II. $1.9 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 5.70 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2.3$; $Na_2O : K_2O = 1 : 2.3$;
 $\alpha = 2.21$; $\beta = 50.6$

По Озанну:

	s	a	c	f	n	Ряд	k	m
I.	60.10	4.2	9.3	16.5	7.6	α	1.08	1.05
II.	66.04	8.2	4.8	17.0	8.5	α	1.10	0.95

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	a'	t	n	Q
I.	8.2	8.4	19.0	64.4	44.3	46.2	0	9.5	0	76.3	+4.3
II.	13.4	3.9	14.0	(8.7	43.1	52.0	2.0	0	2.0	85.6	+6.6

Эффузивные диабазы

Эффузивные диабазы представляют собой породы преимущественно мелкозернистые, массивного сложения, темносерой окраски, иногда с зеленоватым оттенком.

Главные составляющие его минералы: плагиоклаз, моноклинный пироксен; второстепенные: роговая обманка; из примесей присутствуют: рудный минерал, часто титанистый, апатит, калиевый полевой шпат; вторичные минералы: хлорит, серицит, роговая обманка, лейкоксен, сфен, соссюрит, цеолиты, карбонат, анальцит, кварц, биотит.

Плагиоклаз является преобладающим минералом. Форма зерен табличатая (у габбро-диабазов) и удлиненно призматическая (у обычных диабазов с офитовой структурой). Состав его отвечает лабрадору (№ 50—70).

Результаты замеров плагиоклаза следующие:

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойникования	№ плагиоклаза
163	75°	48°	45°	$\perp (001)$ 010	50
4206	40	57°5	70	$\perp (010)$	70

Разложение плагиоклаза выражается в развитии за его счет серицита, соскюрита, пелита и, реже, цеолитов радиально-лучистого строения.

Моноклинный пироксен подобно плагиоклазу представлен зернами различных размеров от 0.3 до 3 мм авгита или титаноавгита с буровато-фиолетовой окраской (обр. 3492-а). Крупные неправильные зерна его часто содержат обильные пойкилитовые включения брусчатых кристаллов плагиоклаза (пойкилофитовая структура).

Мелкие зерна обычно ксеноморфны и заполняют интерстиции между зернами плагиоклаза (офитовая структура).

Пироксен часто бывает замещен бурым или зеленым хлоритом или уралитом.

Роговая обманка бурого или зеленого цвета, чаще в виде агрегата из неправильных зерен размером 0.4×0.5 мм, выполняет промежутки между зернами плагиоклаза.

Рудный минерал представлен магнетитом и титаномагнетитом. Последний частично переходит в лейкоксен.

Пирит иногда дает крупные выделения, распределенные более или менее равномерно в породе.

Апатит в виде призматических и игольчатых зерен встречается довольно часто.

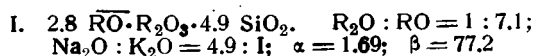
Калиевый полевой шпат встречен в образце 128-в, где он образует микропегматитовые сростки с кварцем.

Таблица 40
Химический состав
диабазы

Компоненты	Обр. № 4211 Ляпинский Урал. Район р. Хальмер	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	50.03	834
TiO ₂ . .	1.45	18
Al ₂ O ₃ . .	16.23	159
Fe ₂ O ₃ . .	1.88	11
FeO . .	7.06	98
MnO . .	0.18	3
MgO . .	7.11	176
CaO . .	7.70	138
Na ₂ O . .	3.04	49
K ₂ O . .	0.95	10
H ₂ O ⁻ . .	0.46	—
П. п. пр.	3.77	—
	99.86	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Дессингу:



По Озанну:

	s	a	c	f	n	Ряд	k	m
I.	56.39	3.5	6.0	20.5	8.3	α	0.95	0.89

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I.	8.3	7.1	24.2	50.4	36.7	52.2	11.1	2.1	83.1	-2.9

Хлорит и уралитовая роговая обманка, как отмечалось, обычно развиваются за счет пироксена и компактной роговой обманки.

Карбонат часто развивается вместе с хлоритом в интерстициях между отдельными минералами.

Структура описываемых пород преимущественно офитовая, пойкилофитовая и долеритовая.

Кроме массивной текстуры, широко проявляется миндалевидная.

Для иллюстрации химического состава описываемых пород в табл. 40 приводим анализ образца 4211 нормального диабазы.

Анализ выполнен в химической лаборатории Арктического научно-исследовательского института.

Роговообманковые порфириды

Мелкозернистые массивные серые или иногда светлосерые породы.

Вкрапленники образованы плагиоклазом, роговой обманкой, редко моноклинным пироксеном и кварцем, который встречается в породах, переходных к кварцевым порфирирам.

В основной массе, кроме перечисленных минералов, присутствуют: магнетит, апатит и стекловатый базис. Вторичные минералы: соссюрит, серицит, эпидот, хлорит, кварц, сфен, карбонат.

Плагиоклаз вкрапленников всюду преобладает над роговой обманкой. Величина вкрапленников различных поколений: для крупных — 3 мм, для средних 0.8 мм, для мелких 0.2—0.1 мм. По форме преобладают широкотабличатые индивиды, часто с хорошо выраженными правильными кристаллографическими очертаниями. Весьма характерно, что этот плагиоклаз по составу часто отличается еще большей основностью, чем плагиоклаз в пироксеново-плагиоклазовых порфиритах, как это можно видеть из данных измерений на федоровском столике.

№ шлифа	BNg	BNm	BNp	Закон двойникования	№ плагиоклаза
3485-а	44°	61°	60°	⊥ (010)	90

В другом шлифе (№ 4528) измерение, сделанное по полюсу двойникового шва, показало:

№ шлифа	PNg	PNm	PNp	Двойниковый шов	№ плагиоклаза
4528	36°	64°	67°	(010)	70

За счет плагиоклаза обычно образуется соссюрит, серицит и, реже, карбонат (обр. 2657). В зональных плагиоклазах всегда сильнее разложено ядро, чем края. При альбитизации плагиоклаза ядра крупных зерен его часто замещаются эпидотом.

Роговая обманка бывает неизменной. Ей присущи удлиненно-призматические формы. Размеры вкрапленников роговой обманки: для крупных зерен 1.8 мм, для средних 0.6 мм, для мелких 0.02 мм (обр. 1164).

Оптические константы следующие:

№ шлифа	cNg	2V	Ng — Np	Ng — Nm	Nm — Np
4528	9	84	0,018	0,004	0,014

Цвета плеохроизма: по Ng — зеленый, по Nm — зеленый с желтоватым оттенком, по Np — бледнозеленый. Встречается буро-зеленая роговая обманка. Процессы опацизации роговой обманки проявляются только в начальной стадии и выражаются в образовании одних опацитовых каемок, без сплошного разложения зерна.

При разложении роговая обманка замещается хлоритом.

Моноклинный пироксен наблюдается только в редких случаях. В качестве вкрапленников иногда присутствует кварц в единичных, обычно оплавленных зернах (обр. 4528).

Основная масса преимущественно фельзитовая. Иногда в ней попадаются мелкие зерна роговой обманки. Магнетит в некоторых породах присутствует в заметном количестве, образуя местами гломеропорфировые скопления из частично оплавленных зерен. Апатит в виде призматических кристалликов является довольно постоянным аксессуарным минералом для описываемых пород.

Вторичные процессы выражены в образовании псевдоморфоз карбоната по пироксену и хлорита по роговой обманке. Довольно обычна соссюритизация и эпидотизация и вместе с тем альбитизация плагиоклаза.

Химический состав иллюстрируется приведенными в табл. 41 анализами двух образцов роговообманковых порфиров.

Таблица 41
Химический состав роговообманковых порфиров

Компоненты	I Обр. № 143-а Северососьвин- ский Урал. Р. Хунтынья		II Обр. № 4531 Ляпинский Урал. Правый берег р. Б. Тыкатлова (Итья)	
	вес. %	мол. кол.	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . . .	55.17	920	56.06	934
TiO ₂ . . .	1.83	23	0.35	4
Al ₂ O ₃ . .	18.81	184	19.44	191
Fe ₂ O ₃ . . .	1.18	7	3.63	23
FeO	6.55	91	3.14	44
MnO	0.08	1	0.05	1
MgO	3.47	86	4.03	100
CaO	2.31	41	3.82	68
Na ₂ O	5.38	87	6.50	105
K ₂ O	1.20	13	0.59	6
H ₂ O	0.46	—	0.50	—
П. п. пр. .	3.12	—	1.78	—
	99.56		99.89	

По Левинсон-Лессингу:

- I. $1.6 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.8 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 2.2$;
 $Na_2O : K_2O = 1.7 : 1$; $\alpha = 2.06$; $\beta = 55.4$
 II. $1.5 \overline{RO} \cdot R_2O_3 \cdot 4.3 SiO_2$; $R_2O : RO = 1 : 1.9$;
 $Na_2O : K_2O = 17.5 : 1$; $\alpha = 1.93$. $\beta = 57.7$

По Озанну:

	s	a	c	f	п	Ряд	k	m
I.	64.89	9.9	7.5	13.6	8.7	α	1.01	1.46
II.	62.24	9.0	6.4	14.6	9.5	α	0.93	1.06

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	a'	t	n	Q
I.	13.7	2.8	19.1	64.4	38.6	30.7	30.7	2.4	87.0	-1.4
II.	15.4	4.7	14.8	65.1	42.3	47.4	10.3	0.4	94.6	-5.3

Анализы выполнены: I — в химической лаборатории Уральского геологического управления, II — в химической лаборатории Арктического института.

Анализы и числовые характеристики показывают, что породы отвечают уже основной андезитовой магне. По сравнению с пироксено-плагиоклазовыми порфиритами в приведенных анализах наблюдается увеличение количества SiO_2 и уменьшение CaO , что обусловлено минералогическим составом породы, а именно: меньшим содержанием основного плагиоклаза.

Спилиты

Спилиты девона имеют аналогичный характер с верхнесилурийскими и на их описании мы останавливаться не будем.

Горные породы верхнего девона

Плагиоклазовые порфириты

Эта группа пород отличается от роговообманковых порфиритов более светлой окраской.

Вкрапленники представлены плагиоклазом и очень редко кварцем. В основной массе наблюдаются: плагиоклаз, роговая обманка, кварц, рудный минерал. Ко вторичным продуктам относятся: хлорит, серицит, лейкоксен.

Плагиоклаз вкрапленников образует гломеропорфировые скопления из зерен различной величины. По своему составу плагиоклаз относится к альбиту и характеризуется развитием полисинтетических двойников. Замер на федоровском столике по полюсу двойникового шва дает:

№ шлифа	PNg	PNm	PNp	Двойной шов	№ плагиоклаза
4686	16	74.5	86.5	(010)	2

По дисперсионному эффекту можно судить, что показатели преломления плагиоклаза и канадского бальзама примерно одинаковы, у первого, может быть, несколько больше.

Плагиоклаз замещается серицитом, а иногда карбонатом.

Кварц присутствует в единичных зернах.

Основная масса имеет гиалопилитовую или интерсертальную, реже, фельзитовую структуру; она образована лейстами плагиоклаза, роговой обманки, иногда примешивается кварц.

Рудный минерал принадлежит магнетиту и титаномагнетиту, представленным в мелких ксеноморфных зернах, иногда в заметном количестве.

Хлопьевидные землистые продукты принадлежат лейкоксену, образовавшемуся за счет рудного минерала.

Хлорит образуется за счет роговой обманки и стекловатого базиса. Миндалины, наблюдающиеся в некоторых породах, заполнены кварцем и хлоритом.

Кварцевые альбитофиры

Кварцевые альбитофиры верхнего девона были встречены по р. Нохор недалеко от его устья. Они залегают среди фаунистически охарактеризованных осадочных пород верхнего девона.

Минералогический состав. Вкрапленники представлены или только одним плагиоклазом или последним совместно с кварцем.

Плагиоклаз вкрапленников представлен удлиненными призматическими кристаллами, размер которых колеблется от 0.3 до 2.2 мм; всегда альбитизирован и имеет мутный облик, с краев иногда окружен каемкой желто-бурого стекла. Двойниковая штриховка обычно выражена слабо. Из вторичных продуктов за счет плагиоклаза обычно развивается серицит и, реже, карбонат.

Кварц имеет вид оплавленных зерен с бухтообразными втеками основной массы. Размер зерен колеблется в пределах 0.2—2 мм.

Основная масса образована или бурым разложившимся стеклом, показателем преломления которого меньше показателя преломления канадского бальзама, или микрофельзитом, состоящим из кварца и альбита с участием сферолитовой и пойкилитовой структур; основная масса часто переполнена чешуйками серицита и хлорита с мелкой равномерной вкрапленностью рудного минерала. Иногда микрофельзитом сложены полосы, обтекающие вкрапленники плагиоклаза.

Из аксессуаров наблюдается моноклинный пироксен (в редких случаях), рудный минерал: магнетит, пирит, в зернах, достигающих размеров 0.5 мм, и апатит в виде мелких призматических кристаллов.

Хлорит и кальцит образуют псевдоморфозы; первый — по цветным минералам, сопровождаясь при этом выделениями бурого железистого вещества, второй — по плагиоклазу.

В прожилках, пронизывающих породы, наблюдается: кварц, кальцит, хлорит и эпидот. Этими же минералами заполнены и миндалины.

Обр. № 196

Вкрапленники (плагиоклаз)	5.00
Основная масса	95.00

Обр. № 317a

Вкрапленники	21.63
в том числе: кварца 9.59 и плагио- клаза 12.04	
Основная масса	76.95
Рудный минерал	1.42

Обр. № 4328a

Вкрапленники	9.73
в том числе: кварца 6.22 и плагио- клаза 4.51.	
Основная масса	88.91
Кальцит (в миндаликах)	1.36

Текстура пород преимущественно флюидальная, реже миндалевидная. Для полного представления о количественном минералогическом составе пород и соотношениях между вкрапленниками и основной массой в трех образцах был сделан подсчет минералов на столике Уентворса, давший результаты (в %), указанные на стр. 165.

Химический анализ альбитофиров, произведенный в лаборатории Уральского геологического управления, приведен в табл. 42.

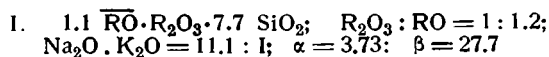
Таблица 42

**Химический состав
кварцевого альбито-
фира**

Компо- ненты	Обр. № 209-а Северосось- винский Урал. Р. Ноход	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	67.75	1129
TiO ₂ . .	0.82	10
Al ₂ O ₃ . .	13.34	130
Fe ₂ O ₃ . .	2.49	16
FeO . .	1.18	16
MnO . .	0.33	5
MgO . .	0.48	12
CaO . .	3.42	61
Na ₂ O . .	4.18	67
K ₂ O . .	0.61	6
H ₂ O ⁻ . .	2.77	—
П. п. пр.	5.54	—
	102.91	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:



По Озанну:

	s	a	c	f	n	Ряд	k	m
1.	77.68	11.1	8.8	10.1	9.2	α	1.84	0.88

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
1.	10.	3.9	5.0	80.6	74.3	13.6	7.1	0.9	91.9	+36.27

Анализ и результаты пересчета обнаруживают большое сходство породы с плагиогранитами. Заметная величина потери при прокаливании обусловлена развитием в породе вторичных продуктов, главным образом хлорита.

Горные породы нижнего карбона

Оливиновые диабазы

Эти породы распространены в самой восточной части среднепалеозойской толщ, где они, помимо покровов, залегающих в турнэйском ярусе, представлены дайками, секущими породы того же яруса.

Коренные обнажения описываемых пород встречаются по рекам: Сев. Сосьва, Манья, Лопси-Я, Нянь-Манья и Нянь. В обнажениях оливиновых диабазов наблюдается хорошо выраженная базальтическая отдельность.

Уже макроскопически эти породы, благодаря их свежести, легко отличимы от прочих, более древних разновидностей диабазов. Это темные мелкозернистые, почти кайнотипного облика породы с вишнево-красным отливом в свежем изломе.

Минералогический состав: плагиоклаз, моноклинный пироксен, оливин, стекловатый базис, магнетит, титаномagnetит. Вторичные продукты представлены: хлоритом и иддингситом.

Плагиоклаз — лабрадор, присутствует в форме идиоморфных призматических зерен, обычно хорошей сохранности.

Моноклинный пироксен — авгит, представлен ксеноморфными зернами. Различные соотношения в величине зерен плагиоклаза и моноклинного пироксена приводят к офитовой, долеритовой и пойкилофитовой разновидности структур.

Присутствие оливина является главной характерной чертой этих пород. Оливин встречается в виде изометричных зерен незначительной величины и обычно без кристаллографических очертаний, вероятно, вследствие некоторой оплавленности их. По краям зерен оливина часто образуется чешуйчатый илдингсит.

В заметном количестве присутствуют магнетит и титано-магнетит, представленные идиоморфными зернами.

Довольно часто в интерстициях присутствует то или другое количество стекла или продуктов его разложения из буро-зеленоватого хлорита. Иногда стекло переполнено кристаллитами в форме лонгулитов и скопулитов.

Химический анализ оливинового диабаз, выполненный в химической лаборатории Уральского геологического управления, приведен в табл. 43.

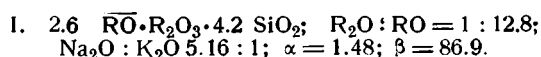
Таблица 43

Химический состав
оливинового диабаз

Компо- ненты	Обр. № 294 район р. Сев. Сосьвы	
	вес. %	мол. кол.
SiO ₂ . .	48.84	814
TiO ₂ . .	1.13	14
Al ₂ O ₃ . .	16.93	166
Fe ₂ O ₃ . .	4.52	28
FeO . .	6.46	90
MnO . .	0.22	3
MgO . .	8.66	215
CaO . .	9.41	168
Na ₂ O . .	1.94	31
K ₂ O . .	0.53	6
H ₂ O ⁺ . .	1.36	—
П. п. пр.	1.42	—
	101.42	

Пересчеты анализов

По Левинсон-Лессингу:



По Озанну:

	s	a	c	f	n	Ряд	k	m
I.	52.93	1.9	6.9	21.2	6.6	α	0.94	0.90

По Заварицкому:

	a	c	b	s	f'	m'	c'	t	n	Q
I.	5.22	9.0	28.16	57.62	37.07	53.41	9.51	1.67	85.21	—4.20

Анализ и числовые характеристики свидетельствуют о принадлежности породы к базальтовой магме. Для характеристики горных пород ниже помещаем диаграммы химических анализов (фиг. 23 и 24).

V. ИСТОРИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ВУЛКАНИЗМА И ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА

При рассмотрении геологической структуры Приполярного Урала нами отмечалась относительная бедность фактического материала для детального разбора истории тектонических движений. Поэтому для суждения по данному вопросу необходимо учитывать данные и по другим областям Урала.

Первые признаки тектонических движений в нашем районе намечаются на границе протерозоя с нижним кембрием.

В стратиграфическом очерке указывалось на перерыв в отложениях между свитами I и II общего разреза; это свидетельствует, вероятно,

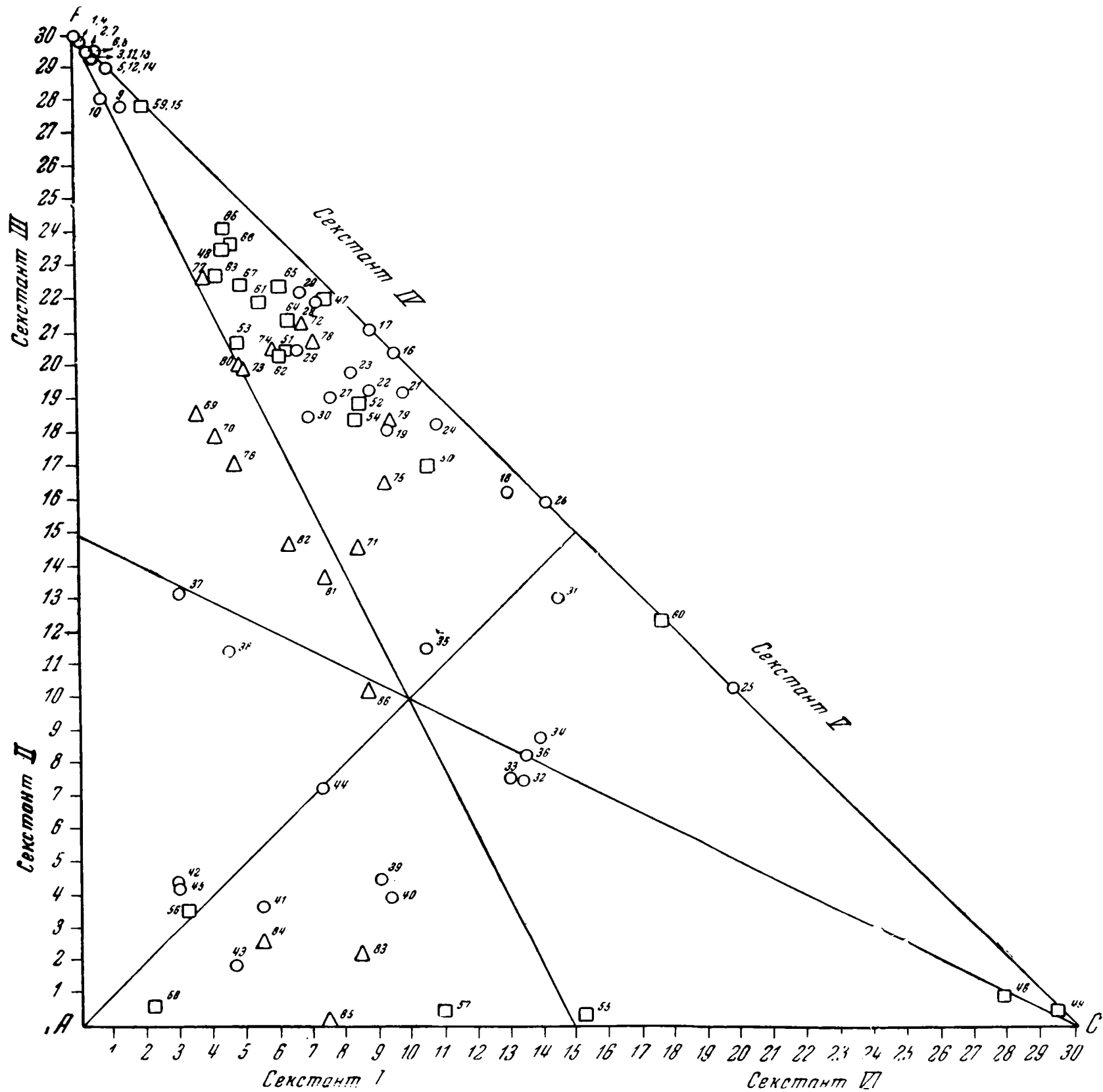
о некоторых тектонических движениях на границе протерозоя и кембрия. Перерыв этот намечается, во-первых, на основании спорадического выпадения из разреза доломитовой толщи, венчающей нижнюю сланцевую свиту, во-вторых, по наличию в основании кварцевой свиты толщи базальных конгломератов и, в-третьих, по наблюдаемому иногда угловому несогласию между породами нижней (I) свиты и вышележащей конгломератово-кварцевой толщей. Важно отметить, что указанный перерыв и несогласие в той же части разреза древних отложений установлено и для более южных областей Урала. Таким образом, тектонические движения, обусловившие упомянутые соотношения свит, имели место, очевидно, в пределах всего Урала, т. е. носили региональный характер, на основании чего можно заключить о важном структурном значении этих движений, определяющих самостоятельный тектонический цикл на Урале. Эти тектонические движения сопровождались и вулканическими явлениями, о чем свидетельствует присутствие первично-вулканогенных и туфогенных пород в первой свите: актинолитовых сланцев, амфиболитов, амфиболитизированных диабазов; и наличие эффузивных пород: спилитов, кварцевых альбитофиров и их туфов — выше базальной конгломератово-кварцевой толщи в составе третьей свиты общего разреза. Кварцевые альбитофиров, очевидно, являются эффузивными аналогами широко распространенных в центральной зоне глубинных пород, представленных гранитами и частью диоритами. Интересно отметить присутствие галек этих пород в нижнем силуре во многих районах Урала как на западном, так и на восточном склонах. Этот факт лишний раз свидетельствует о древнем — нижнепалеозойском — возрасте гранитов центральной полосы Урала. Другим фактом, косвенно определяющим древний возраст гранитов, является наличие грубых аркозовых песчаников в составе свит V и VI верхнего кембрия. Характерной особенностью этих метаморфизованных аркозов является наличие в них резко выделяющихся по величине зерен микроклина, среди основной более мелкозернистой массы кварца, что свидетельствует, во-первых, о небольшом, по видимому, расстоянии переноса кластического материала и, во-вторых, о происхождении, может быть, зерен микроклина из зерен полевошпатовых вкрапленников порфириовидного гранита, широко развитого в районе.

Если указанный размыв гранитов будет доказан, то это будет свидетельствовать о крупных тектонических движениях (складкообразовании) в эпоху, предшествующую образованию свиты V (аркозовых песчаников) в средне-верхнекембрийскую эпоху.

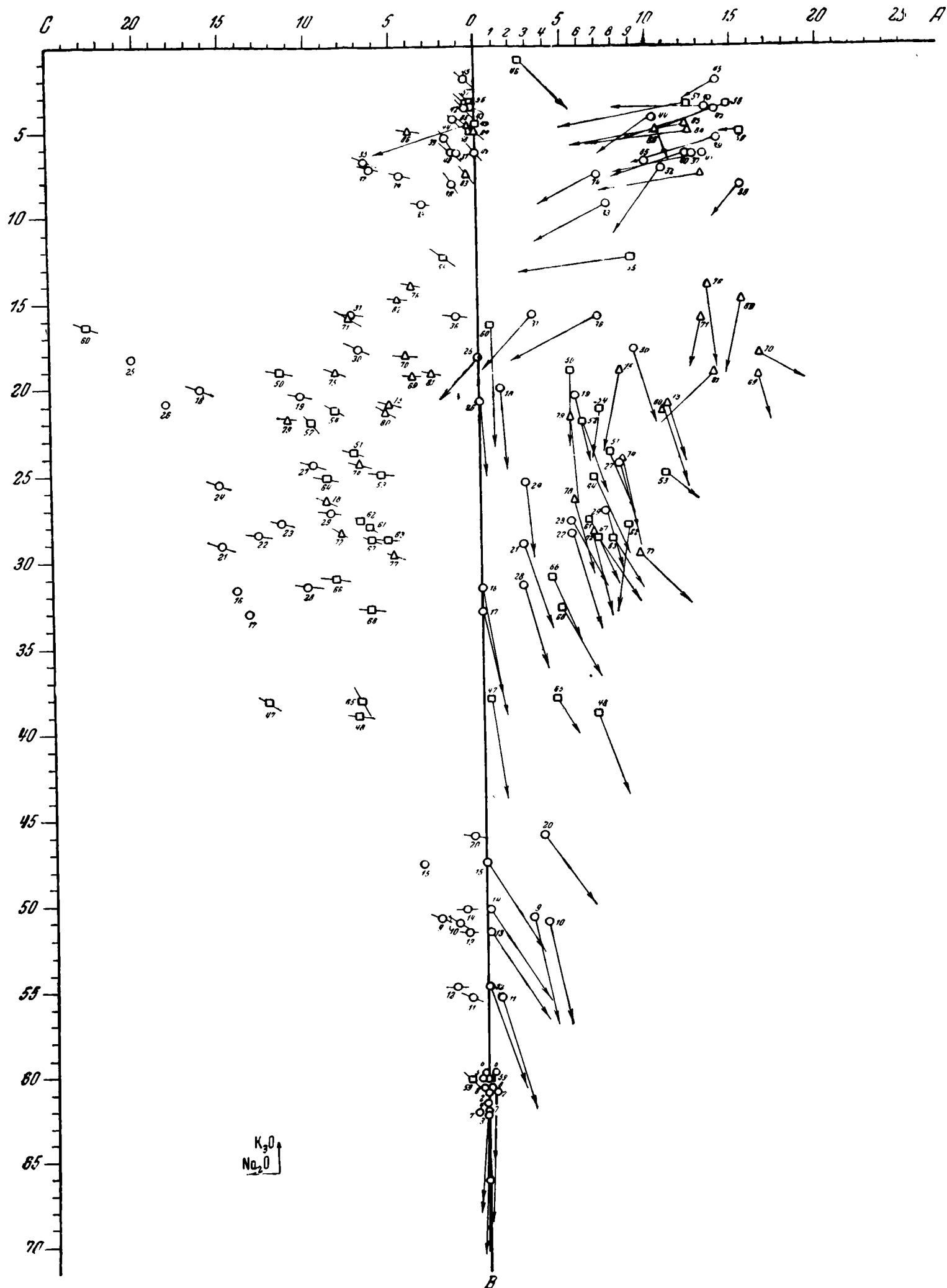
За перерыв в отложении и размыв в этот период говорит и присутствие конгломератов в основании свиты V, в гальках которой обнаруживаются аркозовые песчаники и кварциты нижележащей свиты IV. Здесь важно иметь в виду, что в центральной зоне Южного Урала установлены значительные тектонические поднятия и глубокий размыв отложений для той же средне-верхнекембрийской эпохи. Процессы эти в последнее время связывают с проявлением тектонической фазы на Урале, отвечающей салаирской фазе Западной Сибири. Этот взгляд, по видимому, подтверждает и приведенные выше стратиграфические наблюдения в нашем районе.

Заслуживает внимания, что предполагаемые тектонические движения в верхнекембрийскую эпоху, как и на границе протерозоя и кембрия, также сопровождались проявлением вулканизма; об этом свидетельствует широкое развитие в составе свиты VI первично-вулканогенных зеленых сланцев (а также и граувакк).

Для суждения о проявлении каледонского диастрофизма на Приполярном Урале имеются следующие данные: резкое различие в степени динамометаморфизма соприкасающихся серий нижнего и среднего палеозоя, резко выраженный кливаж истечения во всех породах нижнего палеозоя (включая и S_1) при слабом развитии его в породах среднего



Фиг. 23. Диаграмма химических анализов горных пород по Лодочникову.



Фиг. 24. Диаграмма химических анализов горных пород по Заварицкому.

палеозоя и, наконец, различие тектонических структур нижнепалеозойской и среднепалеозойской зон. К этому же времени, т. е. к границе нижнего и среднего палеозоя, мы склонны относить и внедрение некоторых гипабиссальных основных пород нижнепалеозойской зоны, представленных метаморфизованными диабазами, габбро-диабазами и мелкими телами серпентинитов.

Все эти явления, вероятно, следует объяснить проявлением каледонской складчатости (скорее всего таконской фазы). Намечаются и более поздние фазы каледонских движений.

Остановимся на рассмотрении взаимоотношения вышележащих толщ.

Между нижней вулканогенной свитой среднего палеозоя и известняками верхнесилюрийского — нижнедевонского возраста, повидимому, стратиграфического несогласия не наблюдается. Несомненные признаки стратиграфического несогласия и перерыва имеются между верхнесилюрийскими — нижнедевонскими отложениями, с одной стороны, и среднедевонскими — с другой. К кровле верхнесилюрийских известняков в районе рр. Тыкатлова, Лопсии и Нохор приурочены остатки древней (досреднедевонской) коры выветривания. На пестро окрашенном элювии верхнесилюрийских известняков трансгрессивно залегают эйфельские известняки с морской фауной или туфогенные сланцы, содержащие флору D₂. Те же эйфельские известняки местами трансгрессивно залегают на верхнесилюрийских вулканогенных породах.

Стратиграфическое несогласие, повидимому, выявляется между живетскими известняками и вулканогенной свитой верхнего девона. В районе р. Хальмер-Ю (Тохлая) девонские вулканогенные породы залегают на различных горизонтах живетских известняков.

Такие несогласия в среднем палеозое отмечаются рядом исследователей и в других частях Северного Урала.

Все вышележащее свидетельствует о том, что ко времени варисского орогенеза породы района были уже в значительной степени дислоцированы и, возможно, собраны в складки.

Следует полагать, что варисский тектогенез, кроме складчатости (вероятно, в конце его проявления), обусловил возникновение разрывов, сопровождавшихся небольшими надвигами в Ляпинском Урале.

Более поздние тектонические проявления отмечаются преимущественно в форме колебательных движений. Так, более или менее определенно можно говорить о значительном поднятии (до 600—700 м) пенепленизированной складчатой области Приполярного Урала в межледниковую эпоху и о небольших поднятиях в постплиоценовое время; последние измеряются 10—20 м и выражены речными террасами.

Вулканические явления, широко развитые в Приполярном Урале, несомненно имели тесную связь с тектоникой района.

Первые проявления вулканизма относятся к верхам протерозоя и низам кембрия, когда изливались породы базальтового состава, давшие в последующее время (в результате глубокого метаморфизма) актинолитовые и альбито-амфиболитовые сланцы первой свиты. Эти излияния имели трещинный характер и не сопровождались сколько-нибудь заметным количеством пирокластического материала. Продукты излияний застывали в виде тонких покровов на значительных морских глубинах, так как перекрывающие последние филитовые сланцы с несомненностью характеризуют глубоководную фацию осадков.

Наличие большого количества прослоев актинолитовых сланцев, перемежающихся с тонкими слоями филитовых сланцев, показывает, что извержение имело пульсирующий характер.

После значительного перерыва в эффузивной деятельности, за время которого отложились мощные толщ кварцитов, кварцитовых конгломератов и сланцев, снова возобновляется вулканическая деятельность излиянием спилитов и кварцевых альбитофиров. Эти излияния, повиди-

мому, имели локальный характер, так как распространение названных пород весьма ограниченное.

Далее следует период относительно спокойной жизни геосинклинали, в течение которого отложились мощные толщи сланцев и карбонатных пород.

Во второй половине среднего и начале верхнего кембрия произошло внедрение весьма больших гранитных масс центральной и западной полосы. Интрузия гранитов, повидимому, следовала за периодом тектонической активности, превратившей весь Приполярный Урал из области геосинклинали в складчатую область. Наличие в верхнем кембрии мощных толщ аркозовых песчаников, отвечающих составу гранитов, показывает, что последующие процессы эрозии вскрыли довольно глубокие горизонты этой области.

Период верхнего кембрия характеризуется исключительно интенсивной вулканической деятельностью в восточной половине края. За этот период образовались огромные толщи вулканических пород базальтового состава свиты VI общего разреза. Извержения, вероятно, носили исключительно бурный характер, так как среди эффузивных пород этого периода имеются огромные количества пирокластического материала, давшего переходные разности от осадочных к изверженным породам.

По западному склону извержения в верхнем кембрии не имели сколько-нибудь заметного развития.

В дальнейшем центр вулканической деятельности полностью переходит на восточный склон, где интенсивный вулканизм проявляется на всем протяжении среднего палеозоя. Кроме того, к этому времени относится внедрение гранитов восточной полосы.

Вся вулканическая деятельность среднего палеозоя на восточном склоне в грубых чертах может быть разбита на три периода. Первый охватывает время верхнего силура и, возможно, низы нижнего девона, второй — весь средний и частично верхний девон и третий — верхний девон и нижний карбон.

Вулканическая деятельность в верхнем силуре началась излиянием почти на всем протяжении Северного и Приполярного Урала пироксеново-плагиоклазовых порфиритов базальтового и реже андезитобазальтового состава. Это излияние, повидимому, приурочено к полосе трещин, идущих вдоль восточных предгорий Урала непосредственно к востоку от современной границы метаморфических образований. В последнюю стадию трещинные излияния переходили к вулканам центрального типа, извержения которых сопровождалось выбросом большого количества туфового материала. Смешение последнего с нормальными осадками обусловило образование разностей, выделяемых нами под названием туфогенных сланцев и туфогенных песчаников.

Излияния пироксено-плагиоклазовых порфиритов сменяются излиянием спилитов, которое продолжается, с небольшими перерывами, до первой половины нижнего девона. В некоторых местах эти извержения заканчиваются небольшим излиянием лав кварцевых альбитофиров, сопровождаемых большим количеством туфов (р. М. Сосьва).

Вторая вулканическая эпоха наступает после значительного перерыва в лавовых излияниях, за которой образовались мощные толщи песчаников и сланцев нижнего и частью среднего девона. Однако нужно отметить присутствие среди этих отложений большого количества пирокластического материала, что указывает на наличие в районе действующих вулканов центрального типа. Вторая эпоха вулканической деятельности характеризуется излиянием лав диабазов, диабазовых порфиритов и частью роговообманковых порфиритов и спилитов. В конце этой эпохи, в верхнем девоне произошло излияние плагиоклазовых порфиритов андезитового состава и кварцевых альбитофиров липарито-дацитового состава. Излияние диабазов и диабазовых порфиритов носило также

трещинный характер. Корни этих излияний мы сейчас наблюдаем в виде даек и мощных жил диабазов, вытянутых в меридиональном направлении. Излияние плагиоклазовых и кварцевых альбитофиров носило локальный характер и, повидимому, явилось завершением вулканического цикла.

Третья вулканическая эпоха характеризуется излиянием лав оливинового диабазов ф. Сев. Сосьвы. Эти излияния имели также трещинный характер и не сопровождались сколько-нибудь заметным количеством туфов.

Внедрение восточной габбровой интрузии, как отмечено выше, повидимому, относится к более поздней эпохе, чем образование оливиновых диабазов, хотя фактов, подтверждающих это положение, в нашем районе мы не имеем и судим исключительно по аналогии с более южными районами Урала.

На основании изложенного наше представление о механизме и порядке внедрения рисуется в следующем виде.

На больших глубинах в области геосинклинали, повидимому, в ее восточном крыле, находился магматический очаг, физическое состояние которого остается нам неизвестным.

Первые проявления тектонических подвижек в районе нарушили равновесие этого очага, в результате чего магматические массы устремились в верхние зоны земной коры, в значительной своей части достигли дневной поверхности и излились в виде многочисленных покровов базальтового состава в верхах протерозоя и кембрия.

В центральной части геосинклинали и, возможно, частично в западной, находился второй магматический очаг, состав которого, повидимому, соответствовал составу гранитной магмы. В период первых проявлений складчатости этот очаг дал начало образованию эффузивным породам кислого состава в нижнем кембрии, а в более позднее время — огромные массы гранитной магмы под влиянием тектонических движений среднего кембрия устремились в центральную часть антиклинального поднятия центральной зоны современного Урала и образовали гранитные массивы западной и центральной зоны современного Урала. В процессе внедрения магматические массы ассимилировали, повидимому, большое количество пород кровли как кварцевого, так и карбонатного состава. В последнем случае процессы контаминации дали начало образованию серии пород, описанных комплексно под названием диоритовой интрузии Парнук. Кроме того, уже в процессе дифференциации гранитных масс на месте образовались многочисленные жильные схизолиты — лампрофиры и аплиты.

В процессе складчатых движений на границе нижнего и верхнего силура магматическая деятельность восточного очага проявилась в форме внедрения небольших масс основного состава, а также в виде обширных эффузий, давших серию зеленых сланцев свиты VI. К этому же времени, очевидно, относится и интрузия гранитов восточной полосы.

За период среднего палеозоя мы не находим сколько-нибудь заметных изменений в составе восточного магматического очага, так как изверженные породы на 95% имеют базальтовый состав. Некоторым исключением являются кварцевые альбитофиры верхнего силура и верхнего девона. Эти породы как бы завершают два самостоятельных эффузивных цикла. Так, ими оканчиваются в верхнем силуре и в нижнем девоне излияния пироксено-плагиоклазовых порфиритов и спилитов, а в верхнем девоне — плагиоклазовых порфиритов и спилитов. Однако эти случаи, повидимому, характеризуют некоторую дифференциацию сравнительно небольших магматических масс, отщепленных от главного очага.

Наличие оливиновых диабазов в восточной части среднепалеозойских пород указывает на начало нового вулканического цикла, не получившего в дальнейшем большого развития в этом районе.

Последней стадией магматической деятельности в нашем районе является внедрение восточной габбровой интрузии, которая под влиянием мощных герцинских орогенических движений была выжата с востока на запад, преимущественно по контакту пород среднего и нижнего палеозоя. Приведенное выше петрографическое описание и химический состав пород указывают на относительное однообразие изверженных масс на всем протяжении среднего палеозоя и на значительную разницу между породами среднего палеозоя, существенно базальтового состава, и породами нижнего палеозоя, где большая часть глубинных пород имеет кислый состав. Это различие, по нашему мнению, является основным доказательством существования двух магматических очагов — основного и кислого состава. Существовала ли связь между этими магматическими очагами и являются ли они, в свою очередь, результатом дифференциации когда-то существовавшего единого очага, для нас неизвестно, однако территориально они, повидимому, были обособлены на протяжении всего нижнего и среднего палеозоя: кислый — в центральной части геосинклинали и основной — в восточной.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов Н. А. Описание Березовского края. Зап. Рус. геогр. общ., 1857, кн. 12.
- Алешков А. Н. 1. По Северному Уралу. Предварительный отчет Сев. Уральской экспедиции Академии Наук СССР и Уралплана. Изв. Гос. геогр. общ., 1929, — т. 13, вып. 4.
- 2. Геологические исследования в Березовском районе Тобольского округа летом 1929 г. Бюлл. Общ. изуч. края при музее Тобольск. севера, 1929, № 3.
- 3. Ляпинский край. Мат. Ком. экспед. иссл. Акад. Наук, 1929, вып. 7.
- 4. Дунито-перидотитовые массивы Полярного Урала. Мат. Ком. экспед. иссл. Акад. Наук, 1929, вып. 18.
- Открытие ледников на Северном Урале. Природа, 1930, № 1.
- О первых ледниках Северного Урала. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1931, 50, вып. 23.
- Северо-уральская кварцевая экспедиция. Экспедиция Акад. Наук в 1932 г. Лг., 1933.
- 1. Северо-уральская кварцевая экспедиция. Отчет о деят. Акад. Наук СССР за 1933—1934 гг.
- 2. К открытию на Урале новых ледников. Изв. Гос. геогр. общ., 1934, 66, вып. 2.
- 1. О нагорных террасах Урала. Урал, Приполярные районы. Тр. Ледник. экспед., 1935, вып. 4.
- 2. В северной части Приполярного Урала. Урал, Приполярные районы. Тр. Ледник. экспед., 1935, вып. 4.
- 3. Горные породы района Народной. Урал, Приполярные районы. Тр. Ледник. экспед., 1935, вып. 4.
- Алешков А. Н. 4. Гора Сабля и ее ледники. Урал, Приполярные районы. Тр. Ледник. экспед., 1935, вып. 4.
- 5. Обзор деятельности Уральской ледниковой экспедиции и характеристика Народно-Сабельного района. Урал, Приполярные районы. Тр. Ледник. экспед., 1935, вып. 4.
- 1. Геологический очерк золотоносного района Ляпинского края. Тр. Аркт. инст., 1937, 14.
- 2. Геологический очерк района Сура-Из. Тр. Совета по изуч. произв. сил. Акад. Наук, 1937, вып. 6.
- Архангельский А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, 1932, 10, № 1.
- Геологическое строение СССР. 1934.
- Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. М.—Лг., 1937.
- Баклунд О. О. Горные породы Полярного Урала. Зап. Акад. Наук, 8 сер., 1912, 28, № 3.
- Белянкин Д. С. 1. Петрографические наблюдения в Верхнеуфалейской даче на Урале. СПб., 1911.
- 2. Об альбитовом диабазе из Красной Поляны и о контакте его со сланцами. СПб., 1911.
- Об оливино-кварцевом диабазе с р. Тюнг в Восточной Сибири. Мат. Ком. по изуч. Якут. АССР, 1927, вып. 23.
- Боуэн Н. Л. Эволюция изверженных пород. Перевод под ред. В. И. Лучицкого. ОНТИ, 1934.
- Боч С. Г. Геоморфологический очерк района горы Народной. Урал, Приполярные районы. Тр. Ледник. экспед., 1935, вып. 4.
- Бассейн р. Ляпина и нижнего течения Северной Сосьвы. Водные ресурсы Урала, т. 1. Сов. Азия, 1937.
- Вакар В. А. Североуральская геолого-поисковая экспедиция. Пробл. Аркт., 1937, 5.
- Варсонофьева В. А. О геологическом исследовании в бассейне Уньи. Отчет о сост. и деят. Геол. ком. за 1926—1927 гг. Лг., 1927.

- Варсонофьева В. А. 1. Геологические исследования в северо-восточной части 124 листа, летом 1926. Изв. Геол. ком., 1929, 48, вып. 7.
- 2. Предварительный отчет с работами 1927 г. в западной части юго-восточной четверти 124 листа. Тр. Всесоюзн. геол.-разв. объедин., 1929, вып. 289-а.
- 3. Географический очерк бассейна реки Уньи. Сов. Азия, 1929, кн. 1.
- 4. Геоморфологический очерк бассейна р. Ылыча. Тр. Инст. по изуч. севера, 1929, вып. 42.
- Геоморфологические наблюдения на Северном Урале. Изв. Гос. геогр. общ., 1932, 14, вып. 2—3.
- О следах оледенения на Северном Урале. Тр. Ком. по изуч. четверт. периода, 1933, 3.
- Тектоника Западного склона Северного Урала, Пай-Хоя и Печерской низменности. Геология Союза, рукопись.
- Введенский Л. В. Об оледенении Приполярного Урала. Матер. I Всесоюзн. геогр. съезда, 1933, вып. 1.
- О следах альпийского оледенения на Северном Урале на примере ледника Гофмана. За индустр. сов. востока, 1934.
- Волков С. Н. Новые данные по геологии западного сектора Советской Арктики. Пробл. Аркт., 1936, 3—4.
- Волков С. Н. и Яцук Н. В. Геологический очерк Полярного Урала. Объяснительная записка к геологической карте северной части СССР. Тр. Аркт. инст., 1937, 87.
- Вологдин А. Г. Археоспаты и водоросли южного склона Анабарского массива. Тр. Аркт. инст., 1937, 91.
- Высоцкий Н. К. Месторождения платины Исковского и Нижнетагильского районов на Урале. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1913, вып. 62.
- 1. Платина и районы ее добычи, ч. 1. Изд. Ком. по изуч. ест.-произв. сил Акад. Наук, 1923.
- 2. Платина и районы ее добычи, ч. 2, 3. Изд. Ком. по изуч. ест.-произв. сил Акад. Наук, 1923.
- Платина и районы ее добычи, ч. 4. Изд. Ком. по изуч. ест.-произв. сил Акад. Наук, 1925.
- Платина и районы ее добычи, ч. 5. Изд. Ком. по изуч. ест.-произв. сил Акад. Наук, 1933.
- Городков Б. Н. Краткий отчет о совершенной в 1915 г. поездке в Ляпинский край Тобольской губернии. Изв. Акад. Наук, 4 сер., 1916, 10, № 1.
- Обская область. Химико-технический справочник, ч. 2. Лг., 1925.
- Гофман Э. Северный Урал и береговой Пай-Хой. Исследование экспедиции, снаряженной Русским географическим обществом в 1847, 1848 и 1850 гг., т. 2. Перевод с нем. яз. СПб., 1856.
- Грубенман У. и Ниггли П. Метаморфизм горных пород. Георазведнздат, 1933.
- Де-Ламартиньер П. М. Путешествие в северные страны (1653 г.). Перевод с франц. яз. и примеч. В. Н. Семеновича. Зап. Моск. археол. общ., 1912, 15.
- Деньгин Ю. П. Следы древнего оледенения в Яблоновом хребте и проблема гольцовых террас. Изв. Гос. геогр. общ., 1930, 62, вып. 2, 157.
- Добролюбова Т. А. и Сошкина Е. Д. Общая геологическая карта европейской части СССР (Северный Урал). Лист 123. Тр. Ленингр. геол.-геодез. треста, 1935, вып. 8.
- Дунин-Горкавич А. А. Географический очерк Тобольского севера. Изв. Рус. геогр. общ., 1904, вып. 1—2.
- Завалишин И. Описание западной Сибири, т. I. М., 1862.
- Заварицкий А. Н. 1. Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Изв. Геол. ком., 1924, 13, № 3.
- 2. Задачи гравиметрических исследований в Нижнетагильском районе на Урале. Горн. журн., 1924, № 9—10.
- Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. Лг., Научн. хим.-техн. изд. ВСНХ, 1926.
- Гора Магнитная и месторождения железных руд. Тр. Геол. ком., нов. сер., 1927, вып. 122.
- Перидотитовый массив Рай-Из в Полярном Урале. Изд. Гл. геол.-развед. упр., 1932.
- Лампрофиты и родственные им породы на горе Магнитной. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1935, вып. 5.
- 1. Петрография Бердяшского плутона. ОНТИ, 1937.

- Заварицкий А. Н. 2. Периодитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. Петрография СССР, сер. 1 — регион. петр., вып. 7. Петрография Урала, ч. 1. 7—54, 1937.
- Иловайский Д. И. Поездка в Ляпинский край. Землеведение, 1903, кн. 4.
— Мезозойские отложения Ляпинского края.
- Иловайский Д. И. 1. О картах Ляпинского края. Дневник XII Съезда русских естествоиспытателей и врачей в Москве в 1910 г. М., 1910.
— 2. О поргландских аммонитах восточного склона Северного Урала и их отношение к русским и французским поргландским формам. Дневник XII Съезда русских естествоиспытателей и врачей в Москве в 1910 г. М., 1910.
— Верхнеюрские аммониты Ляпинского края. Работы Геол. отд. Общ. любит. ест., антропол. и этногр., 1917, 1.
- Карпинский А. П. О вероятном происхождении коренных месторождений платины Уральского типа. Изв. Акад. Наук, 1926, 20.
- Кирченко Г. И. Метаморфическая толща южной оконечности Урала. Зап. Всеросс. мин. общ., 1936, 65, № 2.
- Клосс Г. Механизм глубинных вулканических явлений. Перевод с нем. яз. Лг., 1936.
- Ковальский М. Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой, ч. 1. Спб., 1853.
- Краснопольский А. А. Общая геологическая карта России. Лист 126. Тр. Геол. ком., 1889, II, № 1.
- Кротов П. И. Геологические исследования на западном склоне Соликамского и Чердынского Урала. Тр. Геол. ком., 1888, 6.
— Петрографическое исследование Миасской дачи. Тр. Казан. общ. ест., 1915, 47, вып. 1.
- Кузнецов Е. А. и Лучицкий В. И. Петрографические провинции СССР. ОНТИ, 1936, 309—501.
- Лебедев П. И. Петрографические исследования на острове Валаам. Изв. СПб. политехн. инст., 1913, 19.
- Лебедев П. И. К петрографии Денежкина Камня. Зап. Урал. общ. любит. ест., 1926, II.
— Проблема изучения основной магмы. Пробл. сов. геол. 1936, 6, № 1, 20—33.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О самом южном месторождении платины на Урале (по р. Омутной в Сысертском округе). Изв. Спб. политехн. инст., 1910, 13.
— Геологический очерк Южно-заозерской дачи и Денежкина Камня на Северном Урале 1900 г. Изв. Геол. ком., 1924, 13, № 3.
— Петрография. Лг., Гос. научно-техн. горно-геол. нефт. изд., 1933.
— Проблема генезиса магматических пород и пути к ее разрешению. Изд. Геол. ассоц. Акад. Наук, 1934.
- Левитов И. С. Сибиряковский тракт на севере. Зап. Урал. общ. любит. ест., 1887, 10, № 28.
- Леммелейн Г. Г. 1. Кристаллографические исследования кварца с г. Сура-Из. Изд. Совета по изуч. произв. сил Акад. Наук, 1937.
— 2. Наблюдения над скрученными кварцами. Изв. Акад. Наук, отд. мат. и ест. наук, сер. геол., 1937, № 5.
- Либрович Л. С. Основные черты геологической истории Кизило-Уртазымского района на Южном Урале. Зап. Мин. общ., 1933, 62, № 1.
— Материалы по стратиграфии карбона юго-восточного Урала. Зап. Мин. общ., 1934, 63, № 1.
- Лодочников В. Н. Серпентины и серпентиниты и связанные с ними петрологические вопросы. Пробл. сов. геол. 1933, № 5.
- Львов К. А. Докембрий и нижний палеозой Урала. Объяснительная записка к геологической карте Урала, масштаб 1 : 500 000. Изд. ЦНИГРИ (в печати).
- Львов К. А. и Олли А. И. Об отношении среднего девона к Ашинской свите и о возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Мин. общ., 1935, 64, № 2.
- Макиеров Я. А. Нагорные террасы Сибири и происхождение их. Изв. Геол. ком., 1913, 32, 761—801.
- Малахов М. В. Посмертные записки. Исследования в Уральском крае. Зап. Урал. общ. любит. ест., 1887.
- Малявкин С. Ф. К вопросу о генезисе бокситов СССР. Матер. ЦНИГРИ, 1936, сб. 1.

- Машковцев С. Ф. Материалы к геологии восточного склона Северного Урала. Тр. Всесоюз. геол.-разв. общ., 1933, вып. 254.
- МолдавANCEВ Е. П. Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1923 г. Изв. Геол. ком., 1924, 43, № 9.
- 1. Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1924 г. Изв. Геол. ком., 1925, 44, № 10.
 - 2. О присутствии платины в диабазовых и пироксеновых порфиритах Северного Урала. Вестн. Геол. ком., 1925, № 5.
- МолдавANCEВ Е. П. 1. Геологические исследования Денежкина Камня в Северном Урале в 1925 г. Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 2.
- 2. Месторождения платины в районе Бурмантово в Северном Урале. Изв. Геол. ком., 1927, 46, № 2.
 - 3. Геологический очерк района Чистол и Хой-Эква в Северном Урале. Изв. Геол. ком., 1927, 46.
 - Бокситы Северного Урала и проблема их изучения. Тр. ЦНИГРИ, 1934, вып. 24.
 - Надеждинский железорудный район. Главнейшие железорудные месторождения СССР, т. 2. М.—Л., 1934.
 - 1. Железорудные месторождения Северного Урала. Изд. ЦНИГРИ (в печати).
 - 2. Марганцевые месторождения Северного Урала. Тр. Уралплана (в печати).
 - 3. Марганцевые месторождения Северного Урала 1936 г. Тр. ЦНИГРИ (в печати).
- МолдавANCEВ Е. П. и Сергеевский В. М. 1. Металлогения западного сектора Советской Арктики. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
- 2. О связи оруденения с тектоническими и магматическими процессами по северному и части Среднего Урала. Тр. XVII Междунар. геол. конгр., 1937.
- МолдавANCEВ Е. П. и Ходалевич А. Н. Материалы к стратиграфии и общей геологии восточного склона Северного Урала. Ивдельский район. Тр. ЦНИГРИ, 1936, вып. 85.
- Наливкин Д. В. Верхний силур Восточного Урала. Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 9.
- О силурийских отложениях Урала. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1930, 49, № 1.
- Нослов К. Д. С Оби на Печору. Изв. Рус. геогр. общ., 1884, 20, вып. 2.
- Сообщение об исследовании проходов через Уральский хребет. Изв. Рус. геогр. общ., 1885, 21, вып. 4.
 - О геологических экскурсиях в Северном Урале. Зап. Мин. общ., сер. 2, 1886, 22.
 - По поводу водного пути с Оби на Печору. Изв. Архангельск. общ. изуч. рус. севера, 1909, № 11.
- Павлинов В. Н. Стратиграфия и тектоника южной части Южного Урала. Тр. Моск. геол.-разв. инст., 1937, 9.
- Павлов А. П. Некоторые новые данные о географическом распространении портланда и нижнего неокома. Дневник XI Съезда русских естествоиспытателей и врачей. Спб., 1902.
- Падалка Г. Л. Геологические исследования во 2-й Вагранской даче на Северном Урале, произведенные в 1924 г. Изв. Геол. ком., 1926, № 2.
- О высоких террасах на Северном Урале. Вестн. Геол. ком., 1928, 3, № 4, 9—15.
- Падалка Г. Л. Змеевикова зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. Тр. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 50.
- Перидотитовый массив Пай-Ер на Полярном Урале. Тр. Аркт. инст., 1936, 47.
 - Западная полоса пород габбро-перидотитовой формации Урала. Петрография СССР. Петрография Урала, ч. 1. изд. Акад. Наук, М.—Л., 1937.
 - Геология и петрология бывшей 2-й Вагранской дачи на Северном Урале. Тр. ЦНИГРИ (в печати).
- Подревский Н. Поездка на Северный Урал летом 1892 г. М., 1895.
- Полканов А. А. Метаморфизм горных пород. Лг., 1931.
- Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова. Изд. Акад. Наук, 1935.
- Преображенский И. А. Оловоносные гранитоиды Борщовочного хребта (Восточное Забайкалье). Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1939, вып. 14.
- Розенбуш Г. Описательная петрография. Перевод. ОНТИ, 1934.
- Рябинин О. И. О палеозойских строматопоронидеях. Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1931, 50, вып. 31.
- Сибиряков А. М. О путях сообщения Сибири и морских сношениях с другими странами. Спб., 1907.
- Сидоров М. Север России. СПб., 1870.

- Сидоров М. О богатствах северных окраин Сибири. СПб., 1873.
- Сирин Н. А. 1. Предварительные данные Полярно-Уральской экспедиции в 1936 г. Пробл. Аркт., 1937, № 3.
— 2. Геолого-петрографическое описание габбрового массива Ялпинг-Нер на Северном Урале. Тр. Петр. инст. Акад. Наук, 1937, вып. 2.
— Материалы по геологии Приполярного Урала. Пробл. Аркт. (в печати).
- Сирин Н. А. и Шмакова Г. В. 1. Геологическое описание южной части бассейна реки Вольи. Тр. Аркт. инст., 1937, 24.
— 2. Геологическое описание верхней части бассейна Северной Сосьвы. Тр. Аркт. инст., 1937, 24.
- Соколов Г. А. Гранаты Уральско-Кусинской полосы на Западном склоне Среднего Урала. Рукопись (в печати).
- Сошкина Е. Д. Кораллы среднего девона Северного Урала. Тр. Полярн. ком., 1936, вып. 28.
- Стратанович Е. Д. Марганцовые месторождения Богословской части Урала. Промышл. Урал, 1920, № 2—3.
- Тетяев М. М. Основы геотектоники. ОНТИ, 1934.
— Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
- Федоров Е. С. Геологические исследования в Северном Урале в 1887—1889. Горн. журн., 1898.
- Федоров Е. С. и Никитин В. В. Богословский горный округ. СПб., 1901.
- Федоров Е. С. и Стратанович Е. Д. Генезис авгито-гранатовых пород по новым данным. Зап. Горн. инст., 1909, вып. I.
- Хабаров А. В. Следы каледонского диастрофизма в южной части Южного Урала. Зап. Мин. общ., 1935, 64, № 1.
- Ходалевиц А. Н. Нижний девон Ивдельского района (восточный склон Северного Урала). Матер. ЦНИГРИ по палеонт. и стратигр., 1936.
- Чернышев Ф. Н. Общая геологическая карта России. Лист 139. Тр. Геол. ком., 1889, 3, № 4.
- Шифрановский И. И. Кварц г. Нер-Ойка. Тр. Центр. научно-иссл. лаб. камней-самоцветов. М., 1937, 1—40.
- Шишкин О. Записка о части Березовского округа Тобольской губернии, обследованной в 1861, 1862 и 1863 гг. Курганским купцом О. Шишкиным. Тобольск. губ. ведомости, 1864, № 9.
- Юрьев Д. Топографическое описание Северного Урала. Зап. Рус. геогр. общ., 1852, кн. 6.
-

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение	1
I. Орогидрография	7
II. Стратиграфия	15
1. Протерозой и нижний палеозой	15
Метаморфические породы	15
Эффузивные породы	32
Интрузивные породы	34
2. Средний палеозой	45
Осадочно-вулканогенные породы	45
3. Мезозой	75
4. Четвертичные образования	78
III. Геологическая структура края	81
IV. Описание горных пород	89
1. Горные породы восточной габбровой интрузии	89
2. Горные породы гранитных интрузий центральной и западной полос	128
Диоритовая интрузия Парнук	137
3. Горные породы гранитных интрузий восточной полосы	141
4. Горные породы малых интрузий метаморфической полосы	144
5. Эффузивные породы	150
V. История тектонических движений вулканизма и эволюция магматического очага	167
Литература	173

*Печатается по постановлению Редакционно-
издательского совета АН СССР № 1872*

* * *

РИСО АН СССР № 1872. А-22441.
Изд. № 1144. Тип. заказ № 810.
Подписано к печати 12/XII 1945 г. Формат
бумаги 70 × 108/16. Печ. л. 11¹/₄ + вклейка.
Уч.-изд. л. 15. Тираж 2000.

* * *

1-я типография Издательства Академии
Наук СССР. Ленинград, В. О., 9 лин., д. 12.

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Петрографическая серия

Вып. 2 (№ 1). 1938. Стр. 42. Ц. 2 р. 50 к.

Н. И. Соустов и Б. М. Куплетский. Материалы по петрографии Кольского полуострова.

Вып. 3 (№ 2). 1938. Стр. 34. Ц. 2 р. 50 к.

Ф. И. Рукавишников. Геолого-петрографический очерк района Айдырлинских золото-вольфрамовых месторождений на Южном Урале.

Вып. 4 (№ 3). 1938. Стр. 30. Ц. 1 р. 50 к.

Д. С. Белянкин, В. П. Еремеев и В. П. Петров. Новые данные по неонитрузиям в бассейне реки Уруха.

Вып. 5 (№ 4). 1938. Стр. 40. Ц. 2 р.

И. В. Борисевич. Продукты разложения базальтов реки Мокрой Волно-вахи. А. П. Лебедев. Плагноклазы четвертичных лав Алагеза. Л. М. Куприянова. О ферролитовой микроструктуре в шамоте. А. А. Леонтьева. Исследование физических свойств обсидианов в связи с вопросом пемзобразования.

Вып. 12 (№ 5). 1940. Стр. 99. Ц. 8 р.

Д. С. Коржинский. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности.

Вып. 20 (№ 6). 1939. Стр. 60. Ц. 3 р.

В. В. Лапин. Петрографическое исследование основных мартеновских шлаков по ходу плавки металла. В. В. Лапин. К минералогии томасовских шлаков. М. П. Воларович, А. А. Леонтьева, Л. И. Корчемкин и Р. С. Фридман. О влиянии плавикового шпата на плотность и вязкость расплавленного диорита. Н. А. Торопов. Кристаллитизация кварца при низких температурах.

Вып. 21 (№ 7). 1940. Стр. 73. Ц. 5 р.

И. А. Преображенский. О формах зерен. А. А. Турцев. Магнитные свойства бурых железняков Керченского полуострова. А. И. Волженков. Реакционные взаимоотношения, сопровождающие кристаллизацию гранитной магмы. Д. С. Белянкин и В. П. Петров. Тешенито-кампитонито-мончикитовые интрузии окрестностей г. Ахалциха.

Вып. 25 (№ 8). 1940. Стр. 83. Ц. 7 р. 50 к.

И. Е. Сморгков. Характерные особенности оловоносных гранитов Зеренского района. Б. М. Куплетский. Палагонитовые базальты Тимана. И. А. Преображенский. Автигенные полевые шпаты в девонских песчаниках Тимана. И. А. Островский. Использование вариационных диаграмм при изучении сложных минералов. В. В. Лапин. О некоторых явлениях выветривания гранита и мрамора в сооружениях. М. П. Воларович и Л. П. Корчемкин. О влиянии газов на кристаллизацию расплавов горных пород. С. Л. Вольфсон и В. В. Лапин. К вопросу о составе «выполняющего вещества» в структуре порландского цементного клинкера. Б. В. Иванов. К петрографии зонального динаса из свода отражательной печи Кировградского медеплавильного завода.

Вып. 26 (№ 9). 1940. Стр. 64. Ц. 5 р. 50 к.

Н. И. Соустов. Протерозойская сцилито-диабазовая формация «Имандра — Варауга» на Кольском полуострове.

Вып. 29. (№ 10). (В печати).

Б. М. Куплетский и О. И. Ковалева. Опыты рациональной классификации гранитоидов.

Вып. 34. (№ 12). 1940. Стр. 48. Ц. 4 р. 50 к.

Б. П. Беляков. Мраморы Грузии.

Цена 12 руб.

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

Вып. 36 (№ 11). 1940. Стр. 72. Ц. 6 р.

И. А. Островский и В. П. Петров. Материалы по связи оптики и химического состава магнезиально-железистых слюд. В. П. Еремеев и Р. П. Петров. Петрографическая характеристика неинтрузии г. Квиран. В. П. Еремеев. Петрографическое исследование цеолитового габбро из района с. Гвердзанети в Грузии. В. В. Лапин. К минералогии основных мартеновских шлаков рудного процесса.

Вып. 40 (№ 13). 1940. Стр. 55. Ц. 3 р. 80 к.

Д. С. Белянкин. Современные успехи советской технической петрографии — основа дальнейших ее перспектив. Н. А. Сириин. Гранитные интрузии Приполярного Урала. В. В. Лапин. О составе фаялитового силиката в шлаке медного штейна. Б. В. Иванов. Петрографический анализ импортного доломитового кирпича. В. И. Лучицкий. К вопросу о диагностике кордиерита в метаморфических и магматических породах. И. А. Преображенский. Об автигенных минералах и минералообразовании.

Вып. 44 (№ 14). 1940. Стр. 50. Ц. 4 р.

Н. Ф. Шония. Сакаурская неинтрузия в верхней Раче. Г. М. Заридзе и К. И. Чичинадзе. Эцерская неинтрузия на Кавказе. И. В. Борисевич. К минералогии карбонатных марганцевых руд Мазульского месторождения. М. К. Бельштерли и А. А. Турцев. Терромагнитные исследования биотита.

Вып. 50 (№ 15). 1941. Стр. 100. Ц. 7 р. 80 к.

С. Г. Саркисян. Петрография рыхлых касситеритсодержащих отложений Забайкалья.

Вып. 55 (№ 16). 1941. Стр. 44. Ц. 3 р. 20 к.

И. Е. Сморгков. Кислые интрузии Зеренского района (Восточное Забайкалье) в связи с их оловоносностью.

Вып. 56 (№ 17). 1941. Стр. 48. Ц. 3 р. 50 к.

И. А. Преображенский. Акцессорные минералы в изверженных породах.

Вып. 57 (№ 18). 1941. Стр. 40. Ц. 3 р. 20 к.

В. И. Лучицкий и М. И. Ожегова. Генетические взаимоотношения глубинных и интрузивно-эффузивных пород северо-запада Украинского кристаллического массива. В. П. Еремеев. Некоторые строительные материалы и нерудные ископаемые Дигории.

Вып. 58 (№ 19). 1941.

Д. С. Белянкин и В. В. Лапин. Новые данные по минералогии шлаков Зестафонского завода. В. В. Лапин. О шлаках Карсакпайского металлургического завода: нормальном и базальтоидном. Б. В. Залесский, А. И. Корсунский и В. В. Лапин. К вопросу о долговечности разностей карбонатных пород Самарской Луки.

Вып. 59 (№ 20). 1941. Стр. 60. Ц. 5 р. 30 к.

И. А. Преображенский. Граниты Мань-Хамбо, Приполярный Урал. С. Г. Саркисян и М. К. Житкова. Петрография рыхлых отложений бассейна рр. Народа, Мань-я и Шокурья Приполярного Урала. Д. С. Белянкин, В. П. Еремеев и Р. П. Петров. К изучению неинтрузии горы Тепли. П. И. Спасибо. К вопросу о происхождении гнейсов долины р. Теберды на Северном Кавказе.

Вып. 61 (№ 21). 1945. Стр. 112. Ц. 9 р.

Д. С. Коржинский. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири.

КНИГИ ВЫСЫЛАЮТСЯ НАЛОЖЕННЫМ ПЛАТЕЖОМ

Адрес: Москва, 12. Б. Черкасский пер., 2.

Контора «АКАДЕМКНИГА».