

ГИН

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**

ВЫП. 71. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕРИЯ (№ 24) 1946 г.

**В. А. ЗАВАРИЦКИЙ**

**СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛЯВЫ НА УРАЛЕ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР

В. А. ЗАВАРИЦКИЙ

**СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВАЯ ФОРМАЦИЯ ОКРЕСТНОСТЕЙ  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЛЯВЫ НА УРАЛЕ****ВВЕДЕНИЕ**

Зеленокаменные вулканические породы Урала с каждым годом все более и более привлекают внимание геологов. Это объясняется тем, что в них находятся все уральские колчеданные месторождения, получившие мировую известность. Петрологин этих пород, однако, до настоящего времени не придавалось большого значения. Связывая образование колчеданных залежей с различными интрузиями, геологи рассматривали зеленокаменные породы только как вмещающие.

Высказанное в 1936 г. А. Н. Заварицким (1) предположение, что колчеданные залежи и вмещающие породы могут быть продуктами одной и той же вулканической деятельности, заставляет более серьезно отнестись к этим породам. Необходимо в каждом районе стараться выяснить на основании детальных петрологических исследований характер древнего вулканизма. Настоящая работа представляет первую попытку таких исследований. Объектом послужили вулканические породы западного склона Южного Урала, вмещающие медноколчеданное месторождение Блява. То, что для начала исследований выбраны именно эти породы, не является случайным. Слабо нарушенное залегание и отсутствие дислокационного метаморфизма дают им преимущество над породами восточного склона, которые во многих местах настолько сильно метаморфизованы или даже превращены в метаморфические сланцы, что выяснение древнего вулканизма невозможно при современном уровне знаний.

Настоящая работа состоит из трех частей. В первой рассматривается геология изученной формации, причем затрагиваются вопросы, связанные не столько с геологическим строением того или иного района, сколько с условиями и формами залегания пород. Особое внимание уделено шаровым лавам, как одной из самых оригинальных форм залегания эффузивных пород вообще.

Во второй части описываются петрографические особенности самих пород. Здесь главные вопросы — выделение типичных и наиболее распространенных пород, их систематика и выяснение взаимных отношений многочисленных разновидностей.

Третья часть работы посвящена так называемой «проблеме спилитов». Путем сравнения изученных пород с аналогичными породами других областей рассматриваются вопросы их генезиса.

Материал, положенный в основу работы, собран мною главным образом летом 1939 г. Кроме того, использованы результаты моих прежних работ в районе Блявинского месторождения в 1934 г.

Часть шлифов любезно передал мне П. С. Марков, которому пользуюсь случаем выразить свою благодарность.

Считаю своим долгом поблагодарить также А. Н. Заварицкого и В. С. Соболева за советы и разъяснение некоторых вопросов, а также О. М. Глазову за пересчеты химических анализов и помощь в изготовлении иллюстраций.

## ЧАСТЬ I

# ГЕОЛОГИЯ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

## Глава I

### ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ

Эффузивные породы на западном склоне Южного Урала имеют ограниченное распространение. Они развиты только на широте железной дороги Орск — Оренбург и к югу от нее по направлению к Мугоджарам. Область их распространения показана на карте (фиг. 1).

Вулканические породы находятся здесь среди нижне- и среднепалеозойских осадочных отложений и вместе с ними собраны в пологие складки. Этот складчатый комплекс лежит на докембрийских метаморфических сланцах, которые на востоке выходят из-под него и образуют центральную часть Уральского хребта, так называемую зону Урал-Тау.

На западе область распространения вулканических пород, получившая название Сакмарской зоны, граничит с так называемой Оренбургской зоной — областью распространения верхнепалеозойских осадочных отложений. Границей между этими зонами, по мнению Н. К. Разумовского, Л. С. Либровича и других геологов, является линия крупного тектонического нарушения типа надвига.

Интрузии основных и особенно ультраосновных пород во многих местах прорывают складчатый комплекс Сакмарской зоны. Кроме того, на его размытой поверхности кое-где сохранились остатки горизонтально лежащих слоев меловых и третичных морских отложений.

Стратиграфический разрез в пределах Сакмарской зоны на основании исследований Н. К. Разумовского, В. М. Сергиевского и других геологов может быть представлен в следующем виде.

Наиболее древними являются докембрийские сланцы, кварциты и филлиты. Они встречаются не только к востоку от области распространения вулканических пород, но и среди последних в местах антиклинальных поднятий.

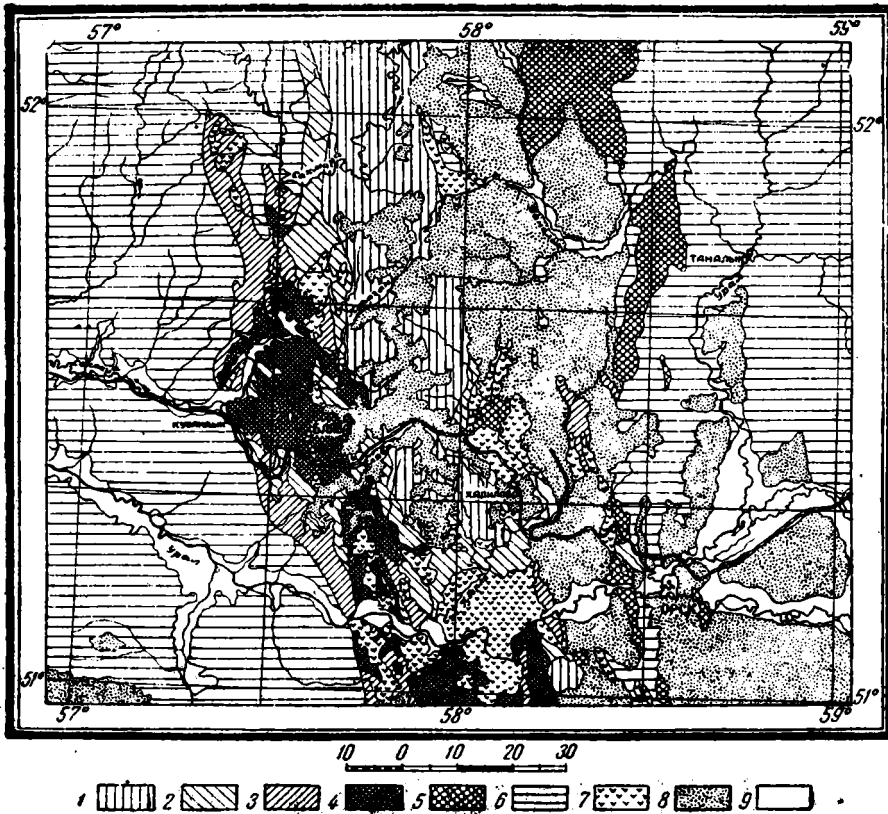
На метаморфических сланцах с явным несогласием лежат фаунистически охарактеризованные нижнесилурийские отложения. Известные в этой области археоциатовые известняки среднего кембрия не играют существенной роли в геологическом строении, так как встречаются лишь в виде небольших обособленных глыб и их отношение к вмещающим эффузивным породам неясно.

Среди нижнесилурийских отложений выделяются несколько свит. Нижние горизонты слагают различные песчаники с многочисленной фауной (*Acrothyra*, *Obofus*, *Lingula*, *Orthis*). Верхние представлены фиолетово-красными и зеленоватыми глинистыми сланцами с подчиненными прослоями туфов кислого состава. Последние иногда вытесняют сланцы.

Между песчаниками и сланцами находятся редкие прослойки известняков с кораллами и трилобитами (*Platylichoe* sp., *Holotrachebis* sp.).

Шаенус sp. и др.). Общая мощность всех свит нижнего силура превышает 1500 м.

Выше нижнесилурийских отложений лежит комплекс эффузивных и обломочно-вулканических пород спилито-кератофировой формации и подчиненных им кремнистых сланцев и радиоляриевых яшм. В нижних горизонтах кремнистые сланцы содержат прослои черных битуминозных сланцев с верхнесилурийскими граптолитами (*Monograptus nudus*, *Monograptus nilsoni*, *Cyrtograptus* и др.). В яшмах верхних горизонтов



Фиг. 1. Схематическая геологическая карта Южного Урала между 51° и 52° с. ш. (выкопировка с «Геологической карты Урала» масштаба 1:500 000. Изд. ГГУ 1939).

1 — докембрийский метаморфический комплекс; 2 — нижнесилурийские отложения; 3 — верхнесилурийские кремнистые сланцы и яшмы, связанные с изученной формацией; 4 — вулканические породы изученной спилито-кератофировой формации; 5 — те же породы на восточном склоне Урала; 6 — девонские и верхнепалеозойские отложения; 7 — интрузии ультраосновных и основных пород; 8 — мезозойские и третичные отложения; 9 — современные отложения рек.

встречаются прослои известняка с нижедевонской фауной (*Karpinskya conjugula*, *Atrypa reticularis*, *Pentamerus* и др.).

Кремнистые сланцы и все находящиеся в них фаунистически охарактеризованные прослои раньше выделялись в отдельную свиту (Н. К. Разумовский, 1933), будто бы лежащую ниже главной массы эффузивных пород. Сейчас установлено, что эффузивные породы лежат большей частью непосредственно на нижнесилурийских отложениях, а кремнистые сланцы находятся всегда среди эффузивных пород, фациально замещая различные их горизонты (В. М. Сергиевский, 1934, и др.). Отсюда ясно, что нижним пределом возраста пород спилито-

кератофировой формации нужно считать верхний силур, а не нижний девон, как это утверждал Н. К. Разумовский.

Комплекс эффузивных пород и кремнистых сланцев отделен от нижнего силура стратиграфическим несогласием. Во многих обнажениях, например у пос. Троицкого, видно, что горизонтальные покровы спилитов лежат на крутопадающих (50—60°) пластах сланцев и туфов нижнего силура. Направление складок в нижнесилурийских отложениях, с одной стороны, и в более молодых, с другой — немного не совпадает. Общая мощность всех верхнесилурийских и нижнедевонских свит превышает 1000 м.

Верхний возрастной предел комплекса эффузивных пород и кремнистых сланцев неясен. На большей части площади их распространения более молодые отложения смыты, и лишь на севере, как указывает Н. К. Разумовский, толща песчаников и сланцев верхнего девона (так называемая зилаирская свита) несогласно лежит на кератофирах. Эта толща представлена граувакковыми песчаниками и песчанистыми сланцами. В некоторых породах находились гальки кератофиров. Верхнедевонский возраст толщи устанавливается по находкам растительных остатков (*Archaesigillaria primaeva*).

В отношении тектоники область распространения спилито-кератофировой формации на западном склоне сильно отличается от других районов Южного Урала. Толща эффузивных пород, туфов и кремнистых сланцев собрана здесь лишь в пологие, куполообразные складки. Наблюдаемые углы падения колеблются около 15—20° и только в редких случаях доходят до 40—50°. Слои эффузивных пород и туфов часто лежат совершенно горизонтально. Несколько иначе ведут себя кремнистые сланцы. Они обычно собраны в мелкие, крутые складки с амплитудами от нескольких дециметров до нескольких метров. Площади, сложенные сланцами, имеют более или менее изометрические очертания. Поэтому Н. К. Разумовский, считая, что эти породы лежат всегда под спилитами, предполагал крутые куполообразные поднятия и угловое несогласие между сланцами и эффузивными породами. Однако точное оконтуривание выходов сланцев показало, что граница между ними и спилитами зависит от рельефа, так как сланцы полого налегают на спилиты (или наоборот). Очевидно, здесь имеет место дисгармоничная складчатость.

Дизъюнктивные нарушения в рассматриваемой области тоже, видимо, незначительны. Небольшие вертикальные перемещения с амплитудой в несколько метров наблюдаются в искусственных и естественных выемках часто. Однако эти перемещения не играют большой роли в геологическом строении. Считать, что в описываемой области существуют крупные тектонические разломы с амплитудой в несколько сот метров, сопровождаемые зонами дробления, нет достаточных оснований.

## Глава 2

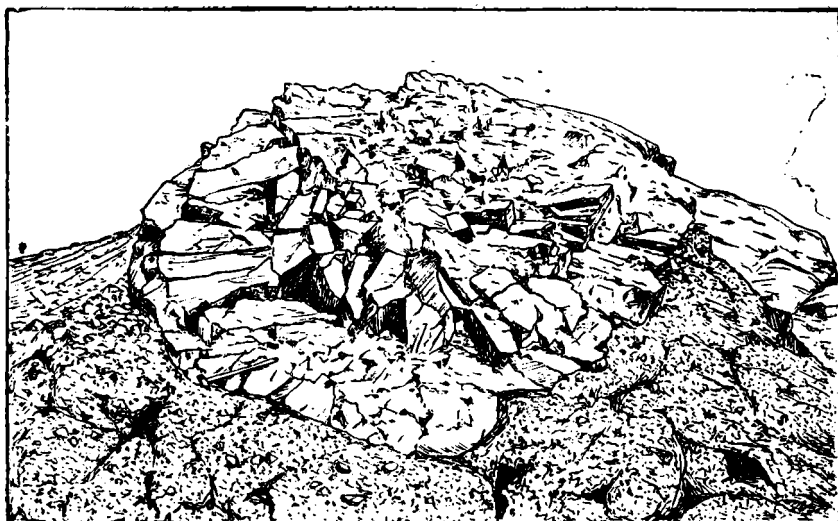
### ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТОЛЩИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

#### Стратиграфический разрез и последовательность извержений

Стратиграфическая последовательность различных пород рассматриваемой формации еще не совсем ясна. Однако несомненно, что главная масса основных пород (спилитов) находится внизу толщи, а кислые породы (кератофиры) образуют ее верхние горизонты. Имея почти горизонтальное залегание, кератофиры слагают вершины возвышенностей, а спилиты выходят в пониженных местах.

По внешнему виду кератофиры настолько отличны от спилитов, что разделение всей толщи на нижнюю толщу спилитов и верхнюю кератофиров вполне естественно. Это разделение введено еще в 1937 г. Н. К. Разумовским и с тех пор легло в основу различных тектонических построений. Более резкое разграничение между этими толщами проводилось А. В. Хабаковым (1934), который предполагал, что между ними существует даже стратиграфическое несогласие. Однако данные о залегании различных пород говорят против резкого разграничения спилитов и кератофиров.

Еще в 1934 г., во время детальной съемки окрестностей Блявинского месторождения, мы видели, что между спилитами и кератофирами часто находятся породы среднего состава. Кроме того, в 1939 г. в ряде мест наблюдались слои туфов и агглюмератов кератофирового состава в типичных шаровых лавах спилитов. В туфах нередко можно встретить отдельные потоки как кератофиров, так и спилитов, причем



Фиг. 2. Остаток древнего потока спилита на кератофировых агглюмератах. Окрестности д. 3-е Юмагузино. Видна зависимость расположения трещины отдельности от формы потока.

некоторые потоки спилитов находятся стратиграфически выше кератофиров. Например, на возвышенности около деревни 3-е Юмагузино поток спилита (фиг. 2) лежит на кератофировых агглюмератах, в которых ниже по склону находятся потоки кератофиров.

Таким образом, чередование излияний спилитов и кератофиров в определенный момент вулканической деятельности несомненно. Поэтому возможны и такие случаи, когда спилиты будут налегать непосредственно на кератофиры. Это нужно иметь в виду при составлении различных геологических разрезов.

Чередование спилитов и кератофиров указывает, что между их излияниями не было перерыва и, следовательно, о стратиграфическом несогласии не может быть и речи. Спилиты и кератофиры являются продуктами одного вулканического цикла и поэтому должны быть объединены в одну спилито-кератофировую формацию. Существование пород промежуточного состава подтверждает правильность этого заключения. Кроме того, это указывает на то, что состав лав в течение всего вулканического цикла изменялся от спилитов до кератофиров более или менее непрерывно.

## Экструзивные тела и отдельность пород

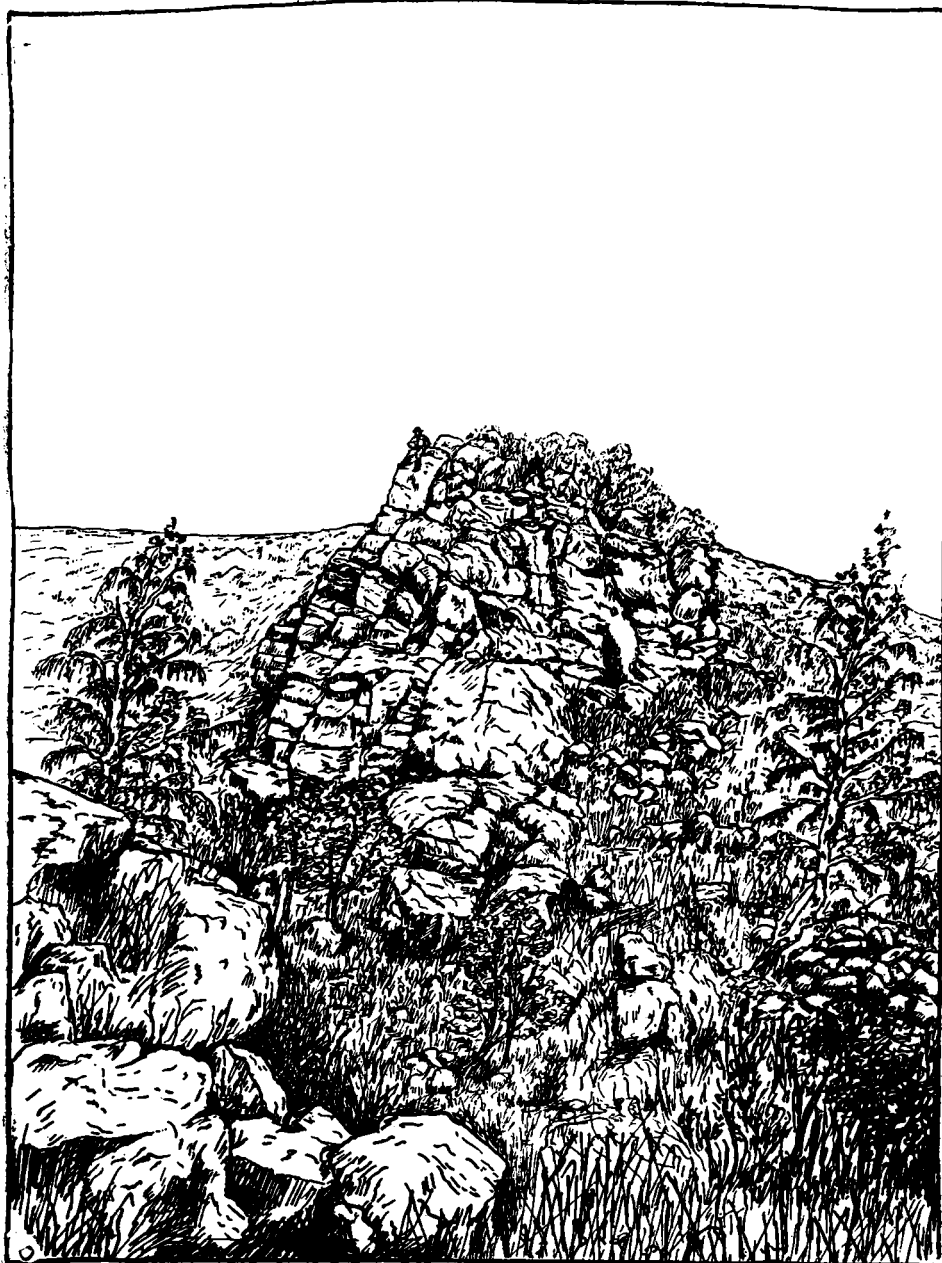
Экструзивные формы залегания древних лав всегда интересовали геологов, так как по ним можно судить о характере вулканических извержений в далеком прошлом. К сожалению, во многих местах они недоступны наблюдению. Толща эффузивных пород, состоящая, несомненно, из многих покровов или потоков, часто настолько деформируется во время складкообразования, что все следы первичной («вулканической») структуры исчезают. На восточном склоне Урала даже наименее измененные эффузивные породы в обнажениях часто приобретают вид сланцев вследствие сильного смятия и кливажа. В рассматриваемой области, где деформации толщи вулканических пород незначительны, а кливаж совершенно отсутствует, экструзивные тела сохранились. Правда, условия обнаженности здесь неблагоприятны для наблюдений этих тел. Однако при детальном исследовании можно получить о них некоторое представление.



Фиг. 3. Столбчатая отдельность в небольших вертикальных дайках кварцевого кератофира. Столбы лежат горизонтально в виде «поленицы». Новоземский овраг в окрестностях Блявинского месторождения.

В рассматриваемой области наблюдались почти все экструзивные формы залегания — от дайк до мощных покровов и нагромождений шаровых лав. Из секущих форм чаще всего встречаются дайки кератофиров, большинство которых представляет корни вышележащих, но обычно смытых покровов. Переход дайки в покров иногда даже виден в обнажениях. Размеры дайк колеблются от 1 до 50 м по мощности и от 5 до 500 м в длину. Дайки мощностью 15—20 м встречаются чаще других. В небольших дайках видна столбчатая отдельность. Столбы имеют форму сильно удлинённых в одном направлении, почти горизонтальных параллелепипедов около 20—30 см в поперечнике, придающих выходам дайки характерный вид «поленицы» (фиг. 3). В крупных дайках наблюдается параллелепипедальная отдельность; здесь более чем в первом случае выражены трещины, параллельные стенкам дайки (фиг. 4).

Дайки спилитов почти не встречаются, они обычно скрыты под покровами. Только около пос. Троицкого (5 км к северо-востоку от Блявинского рудника), где покровы спилитов смыты, в нижнесилурийских



Фиг. 4. Мощная дайка кварцевого кератофира, выступающая среди спилитов. Видны параллелепipedальная отдельность и расположение трещин. Новоземский овраг в окрестностях Блявинского месторождения.

сланцах обнаружено несколько таких дайк. Встреченные в других местах дайки пород, очень похожих на диабазы и в 1934 г. принятых мною за «интрузивные спилиты», при тщательном изучении их в 1939 г. оказались отщеплениями интрузии габбро, не имеющими отношения к «спилито-кератофировой» формации.



Вулканические нэки являются редкой секущей формой. Около пос. Троицкого встречен нэк диабаз, представляющий собой вертикальное тело, почти круглое в сечении и около 30—40 м в диаметре. В контакте с боковыми породами диабаз, слагающий этот нэк, переходит в афанитовую разновидность. Вмещающие глинистые сланцы в контакте слегка ороговикованы. Нэки кератофиров не наблюдались, хотя некоторые дайки при небольшой длине настолько увеличиваются в мощности, что форму залегания можно принять за переходную между дайкой и нэком.

Среди излившихся форм наиболее распространены шаровые лавы (pillow lava) спилитов. Они будут подробно рассмотрены ниже. Обычные потоки и покровы спилитов сравнительно редки, и их мощность, повидимому, не превышает 5—10 м, несмотря на значительную мощность всей спилитовой толщи. Отдельность в покровах глыбовая или параллелепипедальная. В нескольких покровах, залегающих в шаровых лавах около деревни Ракитянки, хорошо выражена столбчатая отдель-



Фиг. 5. «Шаровая» или концентрически-скорлуповатая отдельность в диабазе. Видно образование ее из параллелепипедальной отдельности. Выемка дороги между д. Херсонка и Блявинским рудником.

ность. Здесь столбы, также имеющие форму удлинённых параллелепипедов, вертикальны, согласно с горизонтальным залеганием покрова. В одном из покровов, обнаженном в железнодорожной выемке, столбы слабо изогнуты, повидимому, в направлении движения лавы. По краю этого покрова столбы расходятся веерообразно.

Параллелепипедальная отдельность нередко переходит в «шаровую» или концентрически-скорлуповатую (фиг. 5). Особенность этой отдельности заключается в следующем: во-первых, здесь, как и при параллелепипедальной отдельности, вся масса породы разделена параллельными трещинами на куски в 20—30 см; во-вторых, от каждого такого куска при дальнейшем обкалывании отделяются концентрически-скорлуповатые обломки, так что кусок принимает почти сферическую форму. В обнажениях, где спилиты сильно выветрели, главные параллельные трещины не видны, и в дровяной массе находятся лишь сферические тела диаметром в 10—15 см с концентрическими трещинами.

Площадное распространение и форма отдельных покровов не всегда устанавливаются. Повидимому, они имеют небольшое протяжение и представляют нечто вроде крупных лепешкообразных подушек шаровых лав.

Потоки спилитов наблюдались еще реже, чем покровы. Хорошо сохранился упомянутый уже поток на кератофировых аггломератах у д. 3-е Юмагузино. Расположение трещин глыбовой отдельности подчеркивает его форму (фиг. 2). Длину его установить нельзя, но она, несомненно, превышает 10—15 м.

В толще кератофиров отдельные потоки различить труднее, так как в кератофирах нет заметных изменений структуры во внешних частях экструзивных тел. Там, где они все же различимы, например, при чередовании их со слоями туфов, их мощность измерялась 1—5 м. Отдельность в них глыбовая и параллелепipedальная.

### Шаровые лавы спилитов и их образование

Как уже сказано, большая часть спилитов описываемой формации находится в виде так называемых шаровых или подушечных лав (pillow lava). В естественных обнажениях, представляющих часто лишь



Фиг. 6. Шаровые лавы (pillow-lava) спилита в окрестностях д. Ракитянка. Наиболее типичная форма подушек. Видна их обособленность.

высыпки щебенки, подушечное сложение незаметно из-за выветрелости пород. Однако во всех вертикальных искусственных разрезах оно прекрасно видно.

Морфологически шаровые лавы описываемых спилитов не отличаются от большинства тех, которые охарактеризованы в литературе. Вся масса лавы состоит здесь из обособленных небольших эллипсоидальных тел (подушек), налегающих друг на друга так, что верхняя как бы немного облекает одну или две из нижележащих. Промежутков между подушками обычно не бывает, но иногда между ними находятся сильно и причудливо смятые кремнистые сланцы или туфовый материал. В выемке дороги у д. 3-е Юмагузино отдельные подушки полностью окружены сильно выветрелым туфовым материалом. Размер подушек колеблется от 0.1 до 0.2 м в поперечнике. Чаще всего наблюдаются подушки в 0.4—0.7 м. Форма подушек сильно зависит от их размеров: крупные подушки имеют неправильную матрацевидную или караваяобразную форму (фиг. 6), а мелкие имеют вид почти правильных шаров.

Периферия подушек образована всегда из менее раскристаллизованной породы. Кроме того, здесь постоянно бывает больше миндалинов, которые нередко располагаются концентрическими зонами. В некоторых местах периферия подушек не только закалена, но и сильно обогащена окислами железа. Она имеет вид красной, очень плотной корки толщиной в 2—5 см.

Каждая подушка имеет как бы свою систему трещин отдельности. В периферии трещины всегда параллельны внешней поверхности подушки, но ближе к центру они более или менее перпендикулярны к ней. Толща шаровых лав в целом не представляет собой беспорядочного нагромождения подушек. Она состоит из нескольких слоев мощностью до 10 м, причем в каждом из них преобладают подушки более или менее одинакового размера. В железнодорожной выемке около станции Блява эти слои, падающие здесь под углом 20—25°, очень хорошо видны (фиг. 7). Иногда между такими слоями находятся про-



Фиг. 7. Шаровые лавы в железнодорожной выемке 232 км около ст. Блява. Видно пологое падение всего слоя шаровых лав. Подушки сложены из микролитовой разновидности спилита, представленной на фиг. 13а.

слойки мощностью 0.5—1.0 м черных кремнистых сланцев или красных радиоляриевых яшм. Эти прослойки, а также нахождение сланцев между подушками указывают на подводные условия излияний описываемых спилитов.

Шаровые лавы представляют собой необычную форму залегания эффузивных пород, и способ их образования является предметом обсуждения уже в течение нескольких десятков лет. Наиболее распространены они у спилитов. Существовала даже тенденция отождествлять термины «спилит» и «шаровая лава», и только примеры шаровых лав другого состава заставили от этого отказаться.

Термин «шаровая лава» еще не всеми употребляется в одном смысле. Большинство исследователей называет так только те лавы, у которых обособление подушек происходило, несомненно, еще в то время, когда лава была жидкой. Однако некоторые распространяют этот термин вообще на лавы, которые в обнажении выглядят как бы состоящими из отдельных сферических или эллипсоидальных тел независимо от происхождения последних.

В русской литературе, главным образом в работах Ф. Ю. Левинсон-Лессинга, подушечное сложение (pillow structure) безоговорочно определяется как форма отдельности. Это нельзя считать правильным, так как отдельность в общепринятом понимании есть разделение массы

породы системой трещин, образовавшихся в результате уменьшения объема при остывании уже отвердевшей породы, а у большинства шаровых лав, в том числе и у описанных Ф. Ю. Левинсон-Лессингом, разделение на подушки происходило, несомненно, до отвердевания лавы. Неоспоримые доказательства мы находим в особенностях формы и внутреннего сложения отдельных подушек, а также в нахождении между ними осадочного материала. Таким образом, образование шаровых лав совершенно иное, чем образование описанной выше «шаровой отдельности» (фиг. 5).

Как происходило обособление подушек, еще не совсем ясно. По представлению английских геологов (К. Рейд, Х. Дьюи, Ж. Флетт и др.), шаровые лавы образовались при подводных трещинных излияниях, когда лава, выливаясь на морское дно, разбивалась от действия на нее воды на отдельные гигантские сфероидальные капли, окруженные оболочкой пара. В дальнейшем, вследствие быстрого образования твердой корки, эти шары становились почти твердыми и перекатывались по морскому дну. Движущийся поток лавы в таком случае должен был представлять нагромождение таких перекатывающихся шаров.

Другое объяснение предложено американским геологом Ж. Люисом (4). По его мнению, поток лавы вначале не имел подушечного сложения. В дальнейшем, когда его верхняя, уже отвердевшая корка растрескивалась и под давлением все прибывающей лавы тонкие струйки ее проникали в образовавшиеся трещины, возникали караваеобразные тела из жидкой лавы с твердой, но эластичной оболочкой. Новые порции лавы увеличивали в объеме эти тела, их оболочка при отвердевании растрескивалась и уже на их поверхности образовались новые тела. В результате вся масса лавы превращалась в ряд сфероидальных тел, соединенных между собой тонкими нэками. Однако, по мнению Ж. Люиса, нельзя себе представить, чтобы образование этих тел происходило без их относительного перемещения. В таком случае неизбежен разрыв нэков и полное обособление подушек.

Эти два объяснения образования шаровых лав являются до настоящего времени наиболее распространенными в петрологии. Существует еще несколько других объяснений. Недавно Ж. Штарк (6) высказал мнение, что в образовании подушечного сложения главную роль играют содержащиеся в лаве газы. Так же как и Ж. Люис, он считает, что поток лавы вначале не имел подушечного сложения. Подушки начинали формироваться впоследствии в центральных частях потока в результате вращательных движений скопившихся там газов. Описанные Ж. Штарком лавы с островов Товарищества отличаются от типичных шаровых лав, и поэтому его объяснение, как уже отметил Х. Мак-Кинстри (7), не следует распространять на последние.

Недостатком теории Ж. Люиса — так называемой «теории разбухающей почки» (*bulbous budding theory*) — является, как отметил А. Уэлс (41), отрицание какой-либо роли воды в образовании шаровых лав. Между тем, типичные шаровые лавы образовались, несомненно, под водой, как это следует из нахождения между подушками осадочного материала, иногда даже с морской фауной. Кроме того, Т. Андерсон (3) непосредственно наблюдал при извержении современного вулкана Матавану (о-в Савайи), что поток обычной волнистой лавы, вливаясь в воду, начинал приобретать подушечное сложение, очень похожее на то, какое наблюдается у типичных шаровых лав. Теория Ж. Люиса имеет и другие недостатки. Например, в типичных шаровых лавах нет никаких следов того, чтобы между отдельными подушками существовали соединяющие их нэки. В тех случаях, когда шаровые лавы образованы из подушек диаметром всего в 10—30 см, невозмож-

но себе представить, чтобы последние возникали одна из другой. Это, несомненно, совершенно самостоятельные тела, образовавшиеся одновременно. Самостоятельность подушек очевидна и в тех случаях, когда они полностью окружены осадочным материалом.

Таким образом, теория английских геологов, которая предполагает обособление подушек непосредственно во время появления лавы на поверхности, более чем любая другая согласуется с фактами, наблюдаемыми у типичных шаровых лав.

Недостатком этой теории, по мнению А. Уэлса (41), является некоторый мистицизм в объяснении причин и способа перемещения лавового потока. По его словам, наклоны морского дна настолько малы, что едва ли полуотвердевшие шары могли бы по нему перекатываться. С этим замечанием А. Уэлса нельзя согласиться. Перемещение отдельных подушек следовало сразу за их обособлением. По крайней мере, они нагромождались друг на друга еще тогда, когда были очень мягкими, вероятно еще «каплями» жидкой лавы. Кроме того, нет никаких следов, чтобы они действительно катились, т. е. имели вращательное движение.

Состояние лавы в тот момент можно до известной степени сравнивать с эмульсией, образующейся при быстром смешении тяжелой жидкости (например, бромформа) и воды. В таком случае наклоны морского дна не имеют значения. Если на этом дне мог разлиться покров сплошной лавы, то тем более возможно распространение по нему более подвижной смеси лавы, воды и газа.

Вначале К. Рейд и Х. Дьюи (23) предполагали, что перемещению подушек способствовало уменьшение их удельного веса вследствие образования многочисленных пузырьков в лаве. Однако сильно пузыристые шаровые лавы редки, и это говорит против такого объяснения. В. Бенсон (50) дополнил представление английских геологов, допустив возможность образования подушечного сложения у лав, внедряющихся в мокрый морской ил. Это допущение лучше объясняет присутствие осадочного материала между подушками. Однако с замечанием В. Бенсона, что подушечное сложение не указывает еще на эффузивное происхождение пород, нельзя согласиться: внедрение лавы в морской ил по существу не отличается от обычного ее излияния.

Главная особенность потока или покрова шаровых лав заключается в том, что его размеры очень неопределенны. Трудно установить, какое число обособленных подушек появилось на поверхности за одно извержение. В Блявинском районе встречается иногда некоторая слоистость толщи, и можно допустить, что подушки одного слоя образовались одновременно. В таком случае излияния лавы не были очень большими. Мощность слоя в 10—15 м — это очень небольшая величина по сравнению с мощностью всей толщи спилитов.

Различия в величине и форме подушек зависит, повидимому, от условий излияния. При быстром смешении лавы и воды образовались мелкие шаровидные капли лавы, при более медленном они, естественно, были более крупными. Это нетрудно понять, если опять провести аналогию с эмульсией. Не все лавы, имеющие подушечное сложение, образовались одинаковым способом. Приведенные выше соображения относятся лишь к наиболее типичным шаровым лавам, таким, как известные лавы Англии, которые, повидимому, совершенно тождественны шаровым лавам спилитов описываемой формации.

### Обломочно-вулканические отложения

До последнего времени считалось, что обломочно-вулканические породы сравнительно мало распространены среди пород рассматриваемой

формации. Типичные аггломераты («туфобрекчии») кератофирового состава обнаружены были еще в 1934 г., при детальной съемке окрестностей Блявинского месторождения. В то время природа и распространенность этих пород не были еще ясны, и лишь в 1939 г. после осмотра более обширной площади выяснилось, что кератофировых аггломератов не меньше, чем лав этого же состава. Иногда аггломераты даже значительно преобладают над лавами, и последние находятся в них в виде отдельных небольших потоков. Такая распространенность кератофировых аггломератов указывает, что извержения кератофиров сопровождались сильными взрывами, а не представляли собой спокойных трещинных излияний, как это предполагалось до сих пор.

Состав обломочно-вулканических отложений различен, в зависимости от их стратиграфического положения. В толще спилитов встречаются аггломераты спилитового состава. Эти породы обнаружены только в двух местах: 1) в железнодорожной выемке около д. Алчембаево и 2) при слиянии речек Баки и Курагана. Около д. Алчембаево они переходят в агглютинаты («лавовые брекчии» — породы, в которых цемент не туфовый, а вариолитовый, см. стр. 32). В верхних горизонтах спилитовой толщи, а также между спилитами и кератофирами находятся аггломераты смешанного состава. В них вместе с преобладающими обломками кератофиров и близких к ним роговообманковых порфиритов (стр. 36) встречаются обломки самых различных пород: спилитов, кремнистых сланцев, нижнесилурийских фельзитов и красных глинистых сланцев. Последние встречаются особенно часто. Это позволяет допускать, что вулканические очаги находились в той части земной коры, которая была сложена именно этими сланцами, т. е., по видимому, на сравнительно небольшой глубине (1—1.5 км).

Относительное количество обломков чуждых пород быстро убывает в верхних горизонтах. Обломки кератофиров и роговообманковых порфиритов постепенно сменяются обломками кварцевых кератофиров. Туфовый цемент обычно бывает более основного состава.

Размер обломков сильно колеблется, но преобладают обломки, имеющие 5—10 см в поперечнике. Иногда встречаются глыбы до 0.5—1 м. Более крупные обломки имеют угловатую форму, мелкие же большей частью округлые (оплавленные). Относительное количество обломков и цемента в разных слоях различно. Обычно обломки составляют  $\frac{2}{3}$  всей массы аггломерата. В некоторых местах их меньше, и аггломераты постепенно переходят в туфы.

Слоистость в туфах и аггломератах в образцах и даже в больших глыбах не заметна, но в обнажениях она хорошо видна. Иногда она подчеркивается тонкими (0.1—0.3 м) прослойками туффитов.

В свежем состоянии аггломераты и туфы встречаются редко. В обнажениях это полурыхлые породы с выделяющимися твердыми обломками кератофиров. На первый взгляд обнажения их мало отличаются от обнажений спилитов и, вероятно, поэтому обширные площади, сложенные аггломератами, на геологических картах закрашены цветом спилитов.

При чередовании аггломератов с кератофирами обнажаются только последние. Поэтому при картировании аггломераты совсем пропускались, а количество кератофиров преувеличивалось. Меньшая устойчивость аггломератов при выветривании видна особенно на возвышенностях с крутыми склонами, сложенными из чередующихся горизонтально лежащих слоев этих пород и кератофиров. Здесь отдельные потоки кератофиров образуют выдающиеся и нависающие друг над другом ступени.

---

## ГОРНЫЕ ПОРОДЫ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

### Глава 3

#### СПИЛИТЫ

Среди основных пород рассматриваемой формации встречаются как настоящие спилиты, характеризующиеся присутствием полностью альбитизированного плагиоклаза, так и обычные диабазы и другие эффузивные породы базальтового состава. Разделять эти породы нельзя, так как участки с альбитизированным и с неальбитизированным плагиоклазом встречаются не только в одном покрове, но иногда и в одном случайно взятом образце. Диабазы с основным плагиоклазом сравнительно редки, и поэтому вся группа рассматривается под общим названием — спилиты.

При описании спилитов нецелесообразно строго придерживаться обычной петрографической классификации и объединять породы с одинаковой степенью раскристаллизованности. В данном случае такое объединение было бы формальным, не отражающим естественных геологических ассоциаций. Например, вариолиты, образующие периферические части покровов, естественнее объединять с более раскристаллизованными породами из центральных частей тех же покровов, чем с другими вариолитами, образующими самостоятельные покровы.

Сопоставление петрографии спилитов с данными о геологических условиях их залегания позволило выделить такие типы, отличительные особенности которых не зависят от степени раскристаллизованности пород.

#### **Диабазы из висячего бока Блявинского месторождения и связанные с ними спилиты**

Особенностями спилитов этого типа являются: 1) присутствие слабо окрашенного буроватого пироксена, 2) слабое проявление альбитизации плагиоклаза в более раскристаллизованных разновидностях, 3) сильная вытянутость лейст плагиоклаза в менее раскристаллизованных разновидностях и 4) более или менее призматическая форма зерен пироксена.

Эти породы имеют небольшое распространение. Значительную площадь они занимают только около Блявинского месторождения, к западу и северо-западу от него. Другие спилиты здесь почти отсутствуют. Кроме окрестностей месторождения спилиты этого типа встречены у д. 3-е Юмагузино, а отдельные образцы их известны и из других мест.

В зависимости от степени раскристаллизованности различаются: а) среднезернистые диабазы, чаще с основным плагиоклазом и реже с альбитом, б) мелкозернистые диабазы, обычно с альбитом, в) спилиты с гиалоофитовой структурой, г) вариолитовые афаниты и д) микролитовые разновидности, часто с основным плагиоклазом.

Среднезернистые диабазы распространены менее, чем другие разновидности, но они хорошо известны пород висячего бока месторождения. Как это можно было видеть в нескольких случаях, они приурочены к центральным частям покровов, мощность которых превышает 3—4 м. Переход в более мелкозернистые породы, слагающие большую по объему часть покрова, постепенный. Мелкозернистые диа-

базы слагают покровы мощностью не более 3 м или встречаются в виде шаровых лав там, где подушки имеют не менее 1.5 м в поперечнике. Периферические, меньшие по объему части этих подушек или покровов сложены афанитовыми разновидностями: спилитами с гиалоофитовой структурой или вариолитовыми афанитами. Эти разновидности встречаются не только в периферии покровов. Большая часть типичных шаровых лав к северо-западу от месторождения образована исключительно из спилитов с гиалоофитовой структурой. Размеры подушек здесь меньше (0.7—1.0 м). Вариолитовые афаниты составляют сравнительно небольшую часть рассматриваемых спилитов и находятся только в самых периферических частях экструзивных тел. Переход к другим разновидностям постепенный.

Микролитовые разновидности непосредственно переходят в диабазы или спилиты с гиалоофитовой структурой. Они образуют небольшие покровы и шаровые лавы к югу-западу от месторождения. Шаровые лавы несколько отличаются от типичных меньшей обособленностью подушек. Иногда они походят на потоки волнистых лав.

Среди диабазов, слагающих мощные покровы, наблюдается концентрически-скорлуповатая отдельность (фиг. 5).

По внешнему виду описываемые породы заметно выделяются среди спилитов других типов этого района. Они значительно темнее, почти совершенно черные. На свежих образцах из скважин и штольни наблюдается зеленоватый оттенок, более заметный в афанитовых разновидностях. В обнажениях преобладает буроватый или ржавый оттенок. В диабазах отчетливо видна зернистость, благодаря выделяющимся блестящим по плоскостям спайности лейсточкам темного плагиоклаза от 1 до 3 мм длиной. В свежем изломе афанитовых разновидностей заметна некоторая волокнистость, которая, как увидим ниже, выражает микроструктуру породы.

Слабо раскристаллизованные разновидности спилитов в периферии покровов иногда переходят в амигдалонды. Однако чаще наблюдаются лишь отдельные миндалины, выполненные хлоритом или кальцитом. Породы с более или менее выраженной порфировой структурой не встречались.

#### Минералогический состав

Состав спилитов рассматриваемого типа одинаков в отношении особенностей отдельных минералов, но варьирует в зависимости от их количественных соотношений.

Главными составными частями являются: 1) плагиоклаз, представленный как обычным для спилитов альбитом, так и сохранившимся первичным основным плагиоклазом, 2) моноклинный пироксен, имеющий всегда заметную буроватую окраску, и 3) стекло, полностью разложенное в тонкочешуйчатый агрегат хлоритовых минералов. Акцессорный магнетит иногда довольно обилен.

**П л а г и о к л а з.** Как уже отмечено, первичный основной плагиоклаз характерен для среднезернистых диабазов, хотя иногда он встречается и в других разновидностях. В микролитовых спилитах он устанавливается лишь по показателю преломления, заметно большему, чем у канадского бальзама.

В диабазах основной плагиоклаз выглядит совершенно свежим. Обычные явления сосюритизации или пренитизации для него не характерны.

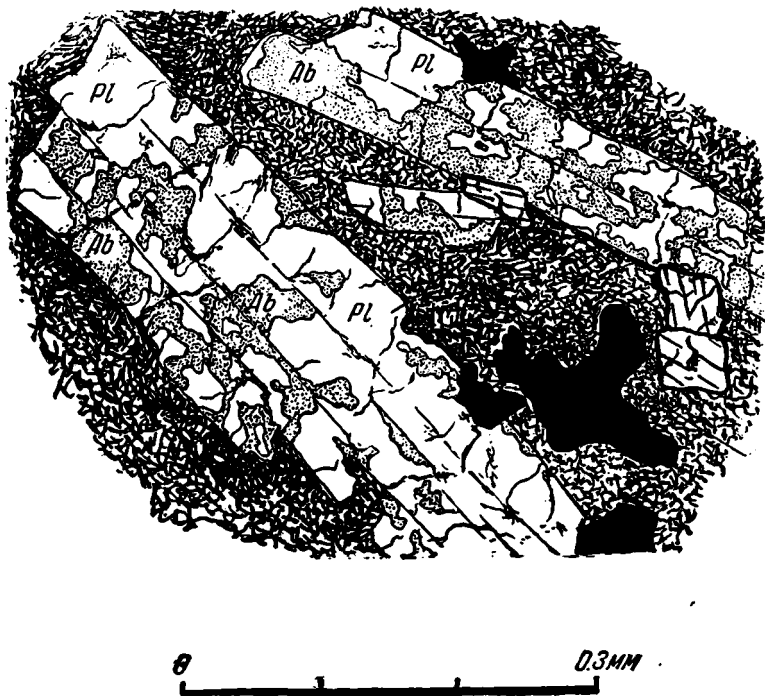
Состав плагиоклаза довольно постоянен и отвечает составу основного лабрадора (55—70% An). Иногда плагиоклаз слегка зонален, и в очень узкой периферической зоне содержание анортитовой молекулы



понижается до 40—45%, судя по углу погасания в сечениях  $\perp$  [100], который меняется от 30—35° в центре до 22—25° в периферии.

Лейсты лабрадора имеют вытянутую по [100] призматическую форму. Двойники обычно простые, по альбит-карлсбадскому закону:  $BNg = 74-78^\circ$ ,  $BNm = 32-47^\circ$ ,  $BNp = 63-46^\circ$ ,  $B = \perp [001]$  в плоскости (010). Полисинтетические двойники наблюдались реже.

В мелкозернистых диабазах обнаружен лабрадор, полностью замещенный альбитом. Граница между альбитом и лабрадором всегда резкая. Альбит развивается в лабрадоре в виде неправильных пятен (фиг. 8). Альбит хорошо устанавливается по следующим признакам:



Фиг. 8. Неполностью замещенный альбитом (Ab) плагиоклаз (Pl) в мелкозернистых диабазах из окрестностей Блявинского месторождения. Типичное явление метасоматоза. Внизу масштаб в миллиметрах, так же как и на всех следующих фигурах.

1) полисинтетическим двойничкам, 2) максимальному углу симметричного погасания в этих двойничках, равному 15—17°, 3) показателю преломления  $Nm = 1.53 \pm$  и 4) двупреломлению около 0.010. Эти данные не позволяют смешивать его с цеолитами. Полисинтетические двойнички однако редки, обычно альбит не сдвойникован.

Интересно, что образец диабаза с полностью альбитизированным плагиоклазом взят из покрова мощностью 1.5—1.7 м, резко выделяющегося среди вмещающих его шаровых лав благодаря прекрасно выраженной вертикальной столбчатой отдельности.

Альбит, представляющий плагиоклаз у большей части описываемых спилитов, тоже привлекает внимание своей свежестью. Он совершенно прозрачен, и лишь иногда в более крупных зернах пятнами появляется характерная для вторичного альбита пелитизация. В очень немногих шлифах альбит содержит включения вторичных кальциевых минералов; это либо таблички пренита, либо зернышки цоизита. В этих случаях альбит более пелитизирован и испещрен чешуйками серицита.

Содержание анортитовой молекулы в альбите, судя по углам погасания в сечениях  $\perp$  [100], хорошо устанавливаемых по граням кристаллов, не превышает 10%, что подтверждается исследованием нескольких двойников. В более распространенных альбит-карлсбадских двойниках  $BNg = 86^\circ$ ,  $BNm = 80-84^\circ$  и  $BNp = 6-10^\circ$ . В альбитовых двойниках  $BNg = 12-17^\circ$  при совпадающих  $Np$ . Показатель преломления, в нескольких случаях проверенный иммерсией,  $Nm = 1.528-1.531$ .

Форма лейст альбита зависит от степени раскristаллизованности породы. Лейсты всегда удлинены по [100] и, что особенно характерно, имеют в ядре включения разложенного стекла, иногда с зернышками пироксена.

Моноклинный пироксен выделяется своей буроватой окраской, иногда с фиолетовым оттенком и слабым плеохроизмом. Оптические свойства этого минерала, определенные в шлифах разных пород, почти одинаковы. Показатели преломления относительно высокие:  $Ng = 1.730$ ,  $Nm = 1.711$  и  $Np = 1.708$ . Двупреломление по нескольким измерениям небольшое:  $Ng - Np = 0.020-0.23$ .  $2V = +50^\circ$ , но варьирует от  $+47$  до  $+52^\circ$ . Дисперсия сильная  $\rho > \nu$ . Угол погасания  $CNg$  не превышает  $40^\circ$ , а иногда неожиданно доходит до  $36^\circ$ .

Сравнивая оптические свойства нашего пироксена с данными новой диаграммы А. Винчела (162), можно видеть, что в отношении угла  $2V$  и показателей преломления он приблизительно отвечает пироксену, у которого отношение  $FeO : MgO = 1$ , или в молекулярных процентах  $di = 20$ ,  $ep = 30$ ,  $hy = 30$  и  $hd = 20$ . Однако в отношении угла  $CNg$  имеется значительное расхождение с данными диаграммы, так как, по А. Винчелу, у пироксенов такого состава этот угол не менее  $44^\circ$ . То же получается при использовании диаграммы Т. Томита (163): по  $2V$  и показателям преломления состав нашего пироксена в весовых процентах:  $MgSiO_3 = 35\%$ ,  $CaSiO_3 = 30\%$  и  $FeSiO_3 = 35\%$ . Это расхождение не может объясняться влиянием примесей  $Al_2O_3$  и  $Fe_2O_3$ , так как известно, что эти примеси, наоборот, увеличивают величину угла погасания.

Небольшой угол погасания, так же как и небольшой угол  $2V$ , указывают скорее, что наш пироксен не богат  $Al_2O_3$  и не может называться авгитом.

Окраска и особенно фиолетовый оттенок свидетельствуют, по видимому, о присутствии  $TiO_2$ .

Форма зерен пироксена неправильная, но всегда более или менее удлиненная по [001].

В менее раскristализованных породах пироксен иногда находится в очень удлиненных призматических кристаллах или в сростках игольчатых микролитов.

Разложенное стекло присутствует во всех разновидностях независимо от степени раскristализованности. Это очень тонкочешуйчатый агрегат хлоритовых минералов. Чешуйки обычно субмикроскопических размеров. Различные чешуйки располагаются закономерно, образуя либо сферолитовое, либо концентрически-зональное строение агрегата. Сферолитовые образования часто сами имеют концентрическую зональность. Некоторые зоны в них замещаются кварцем.

Определение оптических свойств замещающих стекло хлоритовых минералов затруднено незначительными размерами чешуек. Удалось определить, что в зеленых разновидностях  $Nm = 1.59-1.60$ ,  $Ng - Np = 0.005$ ; в желто-бурых  $Nm$  увеличивается до 1.63, а двупреломление — до 0.010. Знак главной зоны всегда положительный, т. е. вероятно, это оптически отрицательные хлориты. Такие свойства позволяют

относить наши хлориты к делесситам, т. е. к бедным  $Al_2O_3$  магнезиально-железистым хлоритам. Сравнивая эти свойства с данными диаграммы А. Винчела (164), видим, что молекулярное отношение  $Al : Mg$  в них около 20 : 80, а  $Fe : Mg$  меняется от 20 : 80 до 60 : 40.

Вместе с обычным хлоритом иногда находится похожий на него минерал с высоким двупреломлением (до 0.20), положительным удлинением и высоким показателем преломления ( $Nm = 1.65 \pm$ ). Это, по видимому, мало еще известный виридит. Он находится всегда в виде сферолитов и сопровождается кварцем.

Псевдоморфозы по оливину встречаются довольно часто, особенно в наименее раскристаллизованных разновидностях. Они узнаются по своим очертаниям, которые иногда полностью соответствуют очертаниям характерных разрезов призматических кристаллов оливина с гранями (021). Часто форма псевдоморфоз более или менее округлая или неправильная из-за характерных «бухточек», присущих оплавленному кристаллам вообще (фиг. 11а).

Обычно псевдоморфозы состоят из карбоната и небольшого количества хлорита серпентинового вещества. Карбонат там, где это удалось проверить, оказался кальцитом ( $Np = 1.658$ ). Некоторые псевдоморфозы образованы из антигорита ( $Nm = 1.56 \pm$  и положительное удлинение). Эти псевдоморфозы имеют обычную петьлчатую структуру.

Биотит встречался в немногих диабазах и обычно почти полностью превращен в хлорит.

Магнетит находится как в крупных зернах, так и в скоплениях мелких зернышек в разломанном стекле. В крупных зернах он переходит в лейкоксен, т. е., по видимому, является титаномagnetитом.

Апатит в виде редких игл обнаружен только в среднезернистых диабазах.

Вторичные минералы, кроме хлорита, встречаются в очень небольшом количестве. Наиболее обычны из них: пренит, цоизит, эпидот, кварц, кальцит, актинолит и гидроокислы железа.

#### Структура и особенности отдельных разновидностей

Как уже сказано, среди описываемых спилитов выделяются несколько разновидностей. Остановимся на их особенностях.

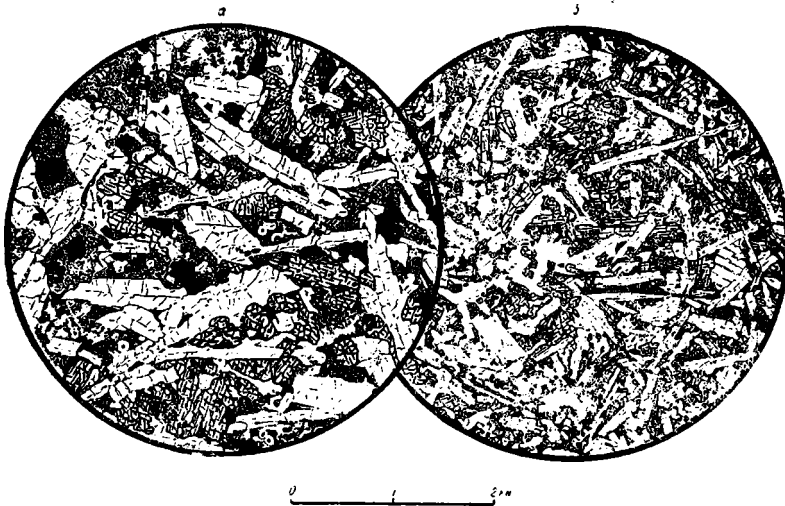
1. Среднезернистые диабазы имеют почти всегда толеитовую структуру, так как в них присутствует разломанное стекло, заполняющее угловатые промежутки между лейстами плагиоклаза там, где они не заняты зернами пироксена. Относительное количество стекла колеблется от 20 до 40%. В стекле часто видны миндалины или микролиты и пучки волокон плагиоклаза вместе с иголочками пироксена. Главная особенность структуры заключается в характере взаимных отношений плагиоклаза и пироксена. Обычные для диабазов офитовые соотношения в описываемых породах наблюдаются редко. Структура их характеризуется явно выраженной тенденцией зерен пироксена к идиоморфизму (фиг. 9а). Пироксен находится между лейстами плагиоклаза, но его более или менее призматические зерна часто врезаются в последние или даже прорезают их. По мере уменьшения количества стекла структура приближается не к типичной диабазовой (офитовой), а к интергранулярной или долеритовой.

Размеры зерен более или менее одинаковы. Лейсты плагиоклаза около 2 мм в длину и 0.1—0.3 мм в ширину. В более крупнозернистых породах длина лейст доходит до 5 мм при ширине в 0.5 мм. Зерна пироксена меньше (0.8—1.0 мм в длину, 0.3—0.5 мм в поперечнике).

2. Мелкозернистые диабазы отличаются от среднезернистых только размерами зерен (фиг. 9 б). Лейсты плагиоклаза имеют здесь

0.8—1.0 мм в длину и  $0.1 \times 0.05$  мм в ширину. Пироксен в зернах  $0.2 \times 0.5$  мм. Относительные количества минералов и характер взаимных отношений пироксена и плагиоклаза здесь те же, что и у описанных выше пород.

Некоторые мелкозернистые диабазы имеют структуру как бы переходную к структурам рассматриваемых ниже спилитов. В этих диабазах увеличивается количество стекла и становятся непостоянными размеры зерен. Среди мелких, немного более удлиненных, чем обычно у диабазов, лейст плагиоклаза находятся отдельные лейсты до 2—3 мм длиной. Пироксен иногда образует иглы ( $1.0 \times 0.2$  мм) или параллельные сростки нескольких таких игл. Некоторые структуры диабазов можно считать переходными к структурам рассматриваемых ниже варролитовых афанитов. Характерной чертой этих структур является то, что между лейстами плагиоклаза здесь находится не хлоритовый агре-



Фиг. 9.

*а)* Среднезернистый диабаз из всячего бока Блявнинского месторождения, скв. 15, глуб. 52 м (см. анализ, стр. 22). Плагиоклаз-лабрадор, рельефные зерна пироксена, магнетит и хлоритовый мезостазис. Типичная интергранулярная структура. *б)* Мелкозернистый диабаз того же типа. Плагиоклаз-альбит, удлиненные зерна пироксена. На фигуре видно сходство структуры среднезернистых и мелкозернистых разновидностей.

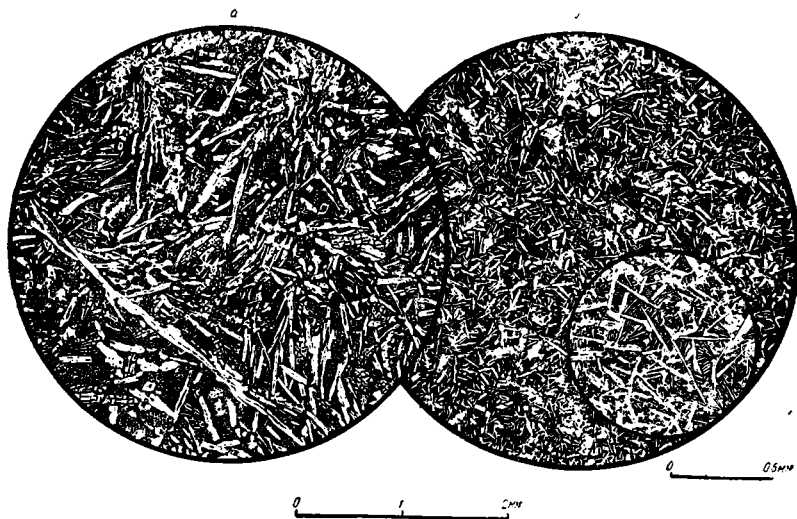
гат, а масса метельчатых или, чаще сноповидных пучков тонких волокон плагиоклаза. Некоторые из этих пучков непосредственно переходят в лейсты, и поэтому концы у последних кажутся как бы расщепленными.

3. Спилиты с гиалофитовой структурой распространены более, чем остальные разновидности. Главной особенностью их структуры является исключительно удлиненная форма кристаллов плагиоклаза (фиг. 10а), длина которых достигает 1.5—2 мм при ширине всего в 0.05—0.08 мм. Характерна изогнутость кристаллов по волнистой линии. Количество включенного в них стекла больше, чем в лейстах плагиоклаза у диабазов. Наблюдались даже такие скелетные формы кристаллов, поперечные разрезы которых выглядят как О и С квадратного шрифта.

Расположение кристаллов беспорядочное, но иногда они образуют сноповидные, метельчатые и радиально-лучистые сростки или располагаются параллельно. Разложенного стекла в этих спилитах значительно больше, чем в диабазах. Местами кристаллы плагиоклаза даже не соприкасаются друг с другом.

Пироксена немного, и поэтому типичная структура названа гиалофитовой. Этот термин не совсем выражает особенности структуры, но из принятых он наиболее подходит.

В породах с типичной структурой пироксен находится между кристаллами плагиоклаза в отдельных призматических, но не очень удлиненных зернышках величиной  $0.2 \times 0.3$  мм. Более крупные призматические зерна или иглы длиной до 1.0—1.5 мм сравнительно редки. Тенденция к идиоморфизму у пироксена в этих спилитах выражена еще больше, чем в диабазах. В некоторых породах структура заметно отличается от типичной, хотя и имеет с ней много общего. Здесь меньше стекла и соответственно больше плагиоклаза и пироксена. Промежутки между такими же удлиненными кристаллами плагиоклаза целиком заняты пироксеном, который находится в виде параллельно сросшихся иголок и других подобных скелетных форм. Иголочки располагаются



Фиг. 10

а) Спилит из окрестностей Блявинского месторождения. Типичная структура породы. Исключительно удлиненные лейсты плагиоклаза (альбита), рельефные зернышки пироксена и хлоритовый мезостазис. б) Микролитовая разновидность из окрестностей д. Херсонка. Плагиоклаз - лабрадор. В малом кружке показано нарастание иголок пироксена на микролиты плагиоклаза.

большей частью параллельно кристаллам плагиоклаза, но нередко и нарастают на них в виде щеток. Такая структура напоминает структуру «птичьего пера», описанную Ф. Ю. Левинсон-Лессингом у кавказских диабазов. В местах, где кристаллы сходятся, наросшие на них перпендикулярно иголочки пироксена прорастают друг друга, образуя оригинальные скелетные формы в виде решетки.

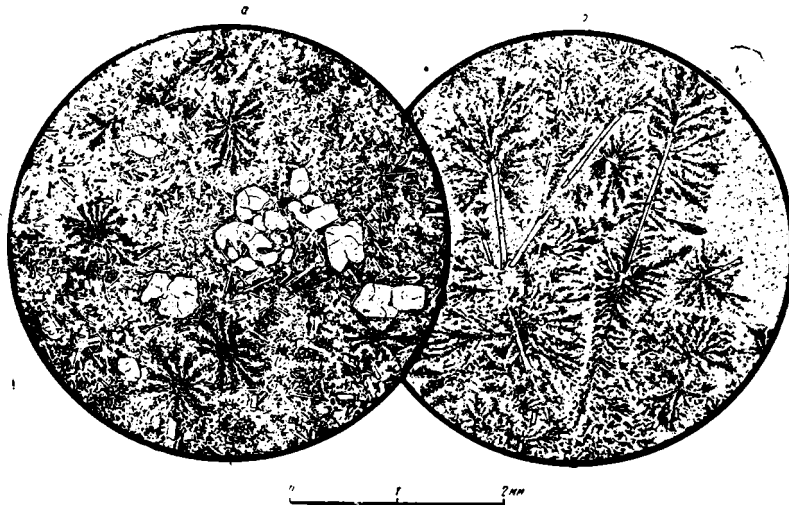
4. В ариолитовые афаниты являются наименее раскристаллизованной разновидностью. Структура их характеризуется скелетными формами кристаллов. Породы образованы главным образом из разложенного стекла, радиально-лучистых или сноповидных сростков волокон плагиоклаза и находящихся между ними мельчайших иголок или почти субмикроскопических зернышек пироксена. Некоторые метельчатые образования, выделяющиеся своей буроватой окраской, состоят из субмикроскопических частиц неопределимого минерала, может быть, тоже пироксена. Размер «метелок» обычно не превышает 1 мм (фиг. 11 а), но иногда они достигают 2—5 мм (фиг. 11 б).

5. Микролитовая разновидность является редкой среди описываемых спилитов. Структура ее интерсертальная, но от типичной структуры базальтов она отличается тем, что пироксен встречается не в виде зернышек, а в виде сростков мельчайших иголочек (фиг. 10 б). Эта особенность, а также изогнутость микролитов придает описываемой разновидности сходство с обычными гиалоофитовыми спилитами.

#### Химический состав

Представление о химическом составе описываемых спилитов можно получить из анализов таблицы 1.

Из этих данных ясно, что, несмотря на несомненное родство и непрерывность переходов между диабазами и спилитами с гиалоофитовой структурой, химический состав этих пород совершенно различен.



Фиг. 11. Варнолитовые афаниты из периферии потоков или подушек шаровых лав. Окрестности Блявинского месторождения.

а) Наиболее типичная разновидность. Видны псевдоморфозы из кальцита по корродированным кристаллам оливина. Типичные метельчатые образования из субмикроскопических частиц пироксена (?). б) Эти же образования, нарастающие на редкие лейсты плагиоклаза (альбита).

По сравнению со средним составом основных эффузивных пород состав диабаза характеризуется очень высоким отношением полевошпатовой извести к щелочам, т. е. близок к составу кальцибазальта. Химический состав разновидности с гиалоофитовой структурой почти тождественен со средним составом спилитов вообще. Как в диабазе, так и в спилите обращает на себя внимание высокое содержание  $TiO_2$ .

Микролитовая разновидность с основным плагиоклазом по химическому составу близка к диабазу.

Сравнение приведенных диабазов с другими анализами спилитов будет сделано ниже.

#### Диабазы и спилиты нормального типа

Под этим названием будут рассмотрены породы, составляющие главную массу спилитов на западном склоне Южного Урала. Они заметно отличаются от описанных выше пород. Пироксен в них не имеет уже буроватой окраски и находится в изометрических зернах, а первичный основной плагиоклаз здесь почти не встречается. Лейсты пла-

Таблица 1

Химический состав диабазы из всячего бока  
Блявинского месторождения и связанных  
с ним спилитов

Числовые характеристики  
по А. Н. Заварицкому

Компоненты	1		2		3		1	2	3	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.				
SiO <sub>2</sub>	48.98	816	49.51	824	45.71	761	a	4.8	12.4	6.5
TiO <sub>2</sub>	1.80	023	1.90	024	0.87	011				
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.14	148	15.14	148	16.82	165	c	8.3	4.2	9.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.12	026	2.49	016	4.14	026				
FeO	7.57	106	8.14	013	6.36	089	b	25.1	23.8	27.0
MnO	0.23	003	0.18	003	0.19	003				
MgO	6.64	164	5.62	139	5.21	129				
CaO	8.36	149	6.34	112	11.88	212	s	60.8	59.6	57.4
Na <sub>2</sub> O	1.88	031	5.26	085	2.37	039				
K <sub>2</sub> O	0.22	002	0.27	003	0.35	004	n	94	97	91
H <sub>2</sub> O + 110°	3.18		2.95		3.70					
H <sub>2</sub> O - 110°	1.82		0.98		2.36					
Пот. при прок.	—		1.06		—		f'	45	44	40
S	—		0.06		—		m'	46	41	35
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—		0.28		—		c'	9	15	25
Сумма . .	99.94		100.18			99.96				

1.— Среднезернистый диабаз с лабрадором. Блявинское месторождение, всячий бок, скв. 15, глуб. 52 м. из статьи А. Н. Заварицкого (1).

2.— Спилит с гиалоофитовой структурой. Обр. 1/1939, окрестности Блявинского месторождения, 2-й участок. Анализ выполнен в лаб. ИГН АН СССР.

3.— Микролитовая разновидность. Обр. 70/9/1934, окрестности д. Херсонка у электростанции. Анализ выполнен в лаб. ЦНИГРИ.

гиоклаза не так удлинены, как в предыдущих породах. Микролитовые разновидности среди этих пород очень распространены. От диабазов они отличаются только размерами зерен. Существенных различий в форме и сочетании минералов, какие наблюдались в предыдущих породах, здесь нет. Поэтому только условно можно различать: 1) среднезернистые диабазы, 2) мелкозернистые диабазы и 3) микролитовые разновидности. Последние иногда переходят в породы с порфировой структурой, у которых фенокристаллы представлены пироксеном. В микролитовых спилитах часто присутствуют миндалины, и они имеют вид настоящих амигдалондов.

Наиболее распространены мелкозернистые диабазы. Они слагают мощные (более 2 м) покровы (у д. Новая Ракитянка) или образуют типичные шаровые лавы (у 3-е Юмагузино). Периферия покровов и подушек шаровых лав всегда сложена микролитовыми разновидностями.

Главная масса микролитовых спилитов находится в виде шаровых лав, прекрасный пример которых можно видеть в железнодорожной выемке 232 км (фиг. 7). Размер подушек здесь иногда измеряется сантиметрами.

Среднезернистые диабазы встречались в виде даек и нэков в нижне-силурийских сланцах около пос. Троицкого. Краевые части этих даек сложены мелкозернистыми диабазами, обычно не отличающимися от пород из шаровых лав. Находящиеся среди шаровых лав у д. 3-е Юмагузино громадные «подушки» скорее покровы (мощностью 1—2 м, а по простиранию до 5—8 м) также сложены среднезернистыми диабазами. Эта же порода слагает в этом месте упомянутый выше поток на кератофировых аггломератах (фиг. 2). Внешний облик описываемых спилитов довольно разнообразен. У свежих пород преобладают зеле-

новато-серые и серые окраски. Однако в обнажениях чаще видим бурые и желто-бурые породы. В диабазах различимы светлые, белые или желтовато-белые лейсты плагиоклаза среди зелено-серых цветных минералов.

#### Минералогический состав

Главными составными частями этих пород являются плагиоклаз и моноклинный пироксен. Разложенное стекло присутствует не всегда.

Плагиоклаз почти во всех более раскристаллизованных спилитах этого типа выглядит очень несвежим. Иногда его лейсты полностью замещены агрегатом мельчайших табличек пренита. Однако в большинстве случаев такими табличками испещрен вторичный помутневший (пелитизированный) альбит. Относительное количество табличек в отдельных лейстах доходит до 50%. Там, где их меньше и размеры их измеряются уже несколькими сотыми миллиметра, видно, что они ориентированы одинаково.

Оптические свойства альбита указывают, что содержание An в нем не превышает 10—12%. В альбитовых двойниках при совпадающих  $N_p$  обоих неделимых  $BN_g = 12—17^\circ$ . В двух простых карлсбадских двойниках  $BN_g = 75—76^\circ$ ,  $BN_m = 18—16^\circ$ ,  $BN_p = 80—83^\circ$ ,  $An = 7—5\%$ . В некоторых мелкозернистых диабазах и во всех микролитовых спилитах альбит более свеж, т. е. в нем нет табличек пренита и он почти не пелитизирован.

Основной плагиоклаз наблюдался только в одном образце диабаза, однако и здесь он частично уже замещен альбитом. Характер замещения не ясен, так как в одном и том же кристалле альбит вместе с основным плагиоклазом не встречался. Этот образец с частично альбитизированным плагиоклазом взят из центральных частей покрова у Новой Ракитянки. В других образцах из этого же покрова находился только альбит. Основной плагиоклаз зонален. В центральной притом большей части лейст он является кислым лабрадором или основным андезином (40—50% An), судя по максимальному углу погасания в зоне  $\perp [010]$ , равному 23—27°, и по данным измерения одного простого двойника ( $BN_g = 78^\circ$ ,  $BN_m = 49^\circ$ ,  $BN_p = 43^\circ$ ,  $B = \perp [001]$  в пл. (010); % An = 48). В очень узкой периферической зоне состав плагиоклаза доходит до состава основного олигоклаза (25% An), судя по углу погасания, не превышающему +15.

Моноклинный пироксен в некоторых образцах является преобладающим минералом. Он находится в изометрических, почти округлых зернах, величина которых различна в зависимости от степени раскристаллизованности породы.

Оптические свойства пироксена:  $Ng = 1.718$ ,  $Nm = 1.695$ ,  $Np = 1.691$ ;  $Ng - Np = 0.025—0.028$ ;  $2V = +48—50^\circ$ ;  $CNg$  обычно около  $41^\circ$ , но варьирует от  $32$  до  $44^\circ$ ; дисперсия сильная  $\rho > \nu$ ; в одном зерне наблюдалась наклонная дисперсия.

Сравнивая эти свойства с данными диаграммы А. Винчела (162) и Т. Томита (163), видим, что пироксен является обычным для основных эффузивных пород пиджонитом. Отношение  $FeO : MgO = 25 : 75$ . В весовых процентах  $FeSiO_3 = 25$ ,  $CaSiO_3 = 30$ ,  $MgSiO_3 = 45$ .

В некоторых мелкозернистых диабазах пироксен имеет отчетливую зональность, а иногда ясную «структуру песочных часов». Периферия зернышек в этих случаях имеет немного больший угол погасания (43—44° вместо 40—41° в центре), но  $2V$  при этом не изменяется. Иногда в периферии заметна слабая буроватая окраска. Очевидно, по мере кристаллизации состав пироксена изменялся в сторону увеличения содержания  $Fe_2O_3$  и  $TiO_2$ .



Пироксен обычно хорошо сохранился, но иногда он замещается хлоритом. Явления уралитизации не наблюдались.

Титаномагнетит присутствует во всех породах в обычном для аксессуарного минерала количестве. В диабазах его немного больше, а в микролитовых породах находятся лишь отдельные зернышки. В среднезернистых диабазах зерна титаномагнетита ксеноморфны по отношению к плагиоклазу и пироксену, но в других породах они уже идиоморфны.

Кроме указанных главных минералов, в описываемой породе встречаются (в порядке распространенности): хлориты, пренит, кальцит, эпидот, кварц, калиевый полевой шпат, альбит, актинолит, пирит и гидроокислы железа. Некоторые из них присутствуют почти всегда и в большом количестве, другие встречались лишь в виде редких зерен. Большая часть этих минералов гидротермального происхождения.

Хлориты в этих спилитах, так же как и в описанных выше, замещают главным образом стекло. Поэтому в некоторых микролитовых разновидностях количество их достигает 30—40%. Они находятся в виде агрегата мельчайших, беспорядочно расположенных чешуек. Окраска этого агрегата в свежих породах зеленая, в частично выветрелых — желто-бурая.

В диабазах чешуйки хлорита крупнее (до 0.02 мм), а строение агрегата чаще концентрически-зональное или сферолитовое. Оптические свойства хлорита такие:  $Nm = 1.59 \pm$  у зеленых и до 1.64 у желтых разновидностей;  $Ng - Np$  соответственно от 0.005 до 0.015; удлинение положительное, иногда заметно косое погасание (до  $5^\circ$ ). Очевидно, это даже делесситы, как и в предыдущих спилитах.

Изменение состава у хлоритов связано, вероятно, с выветриванием. Однако наблюдались и такие концентрически-зональные агрегаты, где внешние зоны состоят из зеленых, а внутренние — из желтых хлоритов. Это указывает на то, что состав хлорита изменялся уже во время кристаллизации.

Иногда вместо обычных делесситов встречается очень похожий на них зеленовато-желтый минерал с  $Nm = 1.62 \pm$ ,  $Ng - Np$  до 0.030 и положительным удлинением. Это, вероятно, минерал типа виридита.

В миндалинах вместе с кальцитом встречается другая разновидность хлорита, почти бесцветная, с  $Nm = 1.58 \pm$ ,  $Ng - Np$  менее 0.005, с заметным аномально-синеватым оттенком в интерференционной окраске и с положительным, а иногда и отрицательным удлинением. Это, очевидно, пеннин. В спилитах из окрестностей месторождения Яман-Гасы он образует и мезостазис, в котором находятся только микролиты альбита и зернышки вторичного кварца.

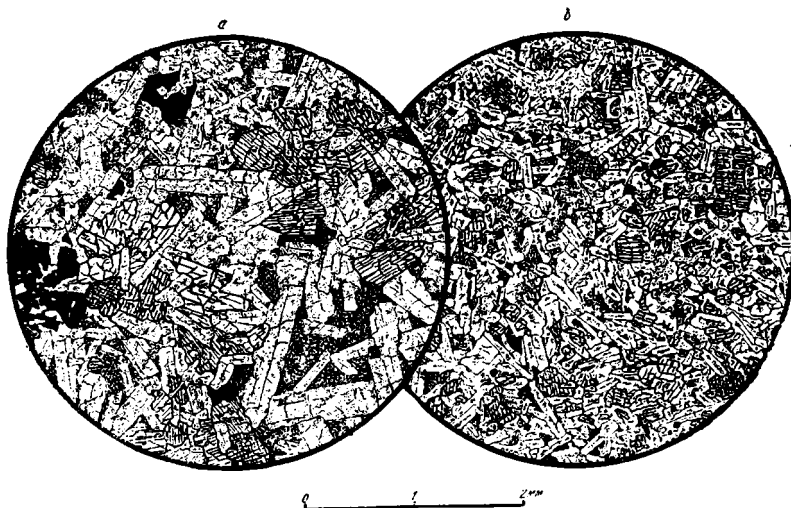
Пренит очень распространен в спилитах. Он встречается в виде упомянутых табличек в плагиоклазе, иногда вытесняет хлоритовый мезостазис или образует тонкие (до 1 мм) жилки в диабазах. В них таблички его достигают 0.2 мм. Оптические свойства пренита у этих табличек такие:  $Ng = 1.652$ ,  $Nm = 1.623$ ,  $Np = 1.617$ ;  $Ng - Np = 0.033 - 0.035$ ;  $2V = +57 - 60^\circ$ ;  $Ng \perp$  спайности (001) и, следовательно, удлинение табличек отрицательное.

Кальцит, кварц и эпидот выполняют миндалины. Кальцит ассоциирует с хлоритом, а кварц либо с эпидотом, либо с упомянутым виридитом. В некоторых породах зернышки вторичного кварца встречаются в хлоритовом мезостазисе.

Калиевый полевой шпат наблюдался только в двух шлифах в микропегматитовых сростках с кварцем. Диабазы с такими «микропегматитами» не походят на обычные кварцевые диабазы. Это, несомненно,

гидротермально измененные породы. Привлекает внимание большое количество кварца (около 20—30%). Иногда лейсты плагиоклаза (альбита) находятся как бы в одном большом кристалле кварца, и здесь они всегда окружены каемкой «микропегматита». В породах много хлорита с высоким двупреломлением. Пироксен в одном шлифе отсутствует. Апатит, иголки которого пронизывают плагиоклаз, хлорит, кварц и «микропегматит», находится здесь в большом количестве.

Альбит гидротермального происхождения встречается в нескольких шлифах. Он находится в миндалинах, реже вытесняет хлоритовый мезостазис или нарастает в виде каемок на лейсты уже альбитизированного плагиоклаза, придавая им расплывчатые и извилистые очертания. Альбит в этих каемках ориентирован обычно одинаково с альбитом лейст и составляет с ним одно целое. Однако наблюдались и такие случаи, когда альбит в каемке ориентирован иначе, чем в лейстах. Из оптических свойств альбита из миндалин определены  $N_m = 1.528 \pm \pm 0.002$  и  $2V = (+) 78-80^\circ$ .



Фиг. 12. Среднезернистый (а) и мелкозернистый (б) диабаз нормального типа. Лейсты помутневшего альбита (на фигуре покрыты точками), рельефные зернышки пироксена и хлоритовый мезостазис. Идиоморфизм пироксена более выражен в мелкозернистой разновидности.

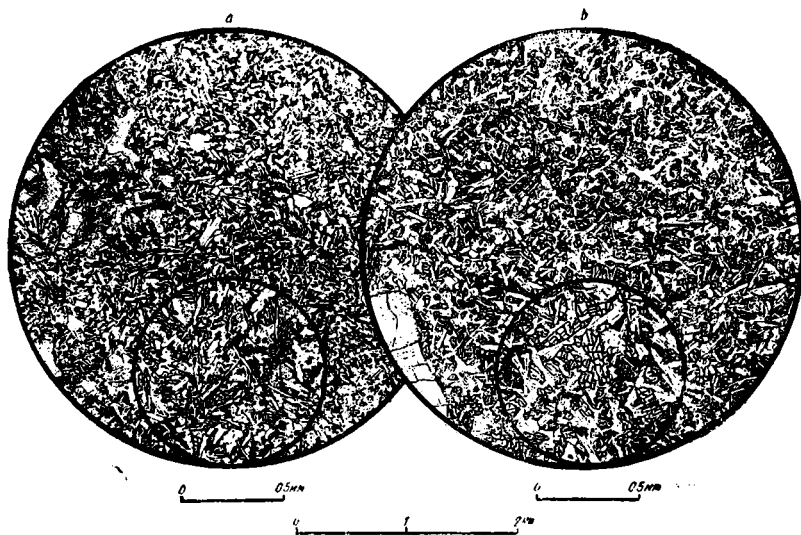
#### Структура и особенности отдельных разновидностей

Особенностью структуры диабазов этого типа является тенденция пироксена к идиоморфизму. Его зерна обычно крупнее, чем лейсты плагиоклаза, несмотря на то, что находятся в промежутках между ними. Идиоморфизм пироксена более выражен в мелкозернистых породах. Здесь округлые зернышки этого минерала располагаются иногда независимо от расположения лейст плагиоклаза. В среднезернистых породах зерна пироксена более неправильны и иногда в них врезаются отдельные лейсты плагиоклаза.

Типичная структура диабазов долеритовая (фиг. 12). Стекло, разложенное в агрегат хлорита, находится в небольшом количестве и не всегда. Поэтому толенитовая и интерсертальная структура не обычны. Еще более редки офитовая и пойкилоофитовая структуры. Однако в нескольких образцах из контакта диабазовых даек последняя все же наблюдалась.

Размер зерен пироксена в среднезернистых породах 0.5—0.8 мм, лейст плагиоклаза от  $0.3 \times 0.1$  до  $1.0 \times 0.3$  мм. Плагиоклаз и пироксен встречаются почти в равных количествах. В мелкозернистых диабазах зернышки пироксена величиной 0.1—0.2 мм, а лейсты плагиоклаза 0.05—0.1 мм. Пироксена в этих породах иногда больше, чем плагиоклаза (до 60%).

Из микролитовых разновидностей наиболее близка к диабазам порода, в которой почти нет стекла и пироксен преобладает над плагиоклазом. Зернышки пироксена здесь крупнее микролитов плагиоклаза и всегда менее идиоморфны, чем в диабазах. Структура в целом микролеитовая (фиг. 13b). Отдельные вкрапленники пироксена (до 0.5 мм) или плагиоклаза (до 2 мм) встречаются здесь очень редко.



Фиг. 13.

а) Микролитовая разновидность спилита из шаровых лав в железнодорожной выемке 232 км. Микролиты альбита, немного рельефных зернышек пироксена и хлоритовый мезостазис («стекло»). Слева сверху округлый участок из «стекла» с метельчатыми образованиями. б) Другая микролитовая разновидность спилита из окрестностей д. Херсонка. Больше рельефных зернышек пироксена. Слева внизу часть случайного вкрапленника альбита. В малых кружках эти же породы при большом увеличении.

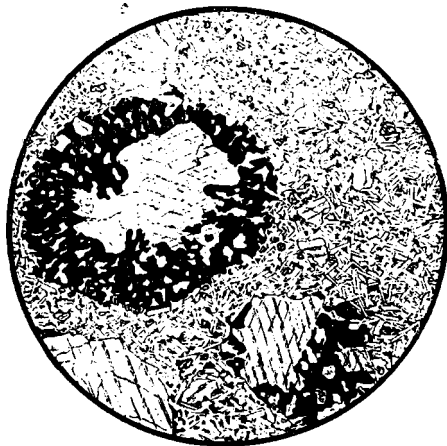
Более распространенные микролитовые спилиты, в частности в шаровых лавах в железнодорожной выемке 232 км, отличаются от описанной выше породы большим содержанием стекла и меньшими размерами зернышек пироксена. Последние меньше микролитов альбита, а иногда вместо них находятся лишь мельчайшие бурые полупрозрачные комочки. Структура породы интерсертальная, но отличающаяся от типичной базальтовой структуры большим количеством стекла (фиг. 13а). Редкие, более крупные (до 0.5 мм) лейсточки плагиоклаза можно принять за порфиновые вкрапленники.

Одной из особенностей структуры этой породы являются округлые образования из разложенного стекла и находящихся в нем бурых метельчатых пучков. Последние являются сростками волокон альбита, такими же, как те, которые слагают вариолиты.

Расположение пучков показывает, что на месте этих округлых образований в полуотвердевшей лаве были как будто капли расплава и что кристаллизация в этих каплях начиналась от их периферии (фиг. 13а). Диаметр этих оригинальных участков обычно около 1 мм, но иногда достигает 3—5 мм.

Наименее раскристаллизованные спилиты этого типа, встреченные только в периферии потоков или отдельных подушек шаровых лав, обладают структурой, которую можно называть гиалопилитовой. Основная масса этих пород состоит из очень тонких микролитов и бурого полупрозрачного мезостазиса; микролиты — не более 0.08—0.1 мм в длину; в мезостазисе они расположены беспорядочно и довольно редко. Редкие порфиновые вкрапления представлены изометрическими зернышками пироксена до 0.1 мм и такими же лейсточками плагиоклаза.

Миндалины встречаются очень часто. Вокруг них наблюдается широкая зона из одного полупрозрачного мезостазиса, в котором находятся лишь мелкие пустотки, вытянутые по направлению к центру миндалины. Иногда миндалины совершенно неправильной формы, но стекловатые участки вокруг них всегда округлые (фиг. 14). В некоторых породах миндалины, как таковых, нет, но округлые участки с радиально расположенными пустотками все же присутствуют. Часто стекловатый мезостазис сильно оже-лезнен и представляет собой полупрозрачную красно-бурую или совершенно непрозрачную черную массу.



Фиг. 14.

Амигдалоид из окрестностей д. Алчембаево. Обогащенная магнетитом стекловатая зона вокруг миндалины. Радиальное расположение пустот в ней. Миндалины выполнены кальцитом, которого много и в основной массе.

#### Химический состав

Из всех разновидностей спилитов нормального типа анализированы только приведенные ниже два образца среднезернистого диабазы и микролитового спилита (таблица 2).

Эти данные показывают, что обе разновидности по химическому составу относятся к породам спилитового типа, с повышенным отношением щелочей к полевошпатовой извести. Однако их состав немного отличается от среднего состава спилитов. Привлекает к себе внимание относительно высокое содержание  $K_2O$  в составе среднезернистого диабазы.

#### Вариолиты из окрестностей д. Усерган

Особенностью спилитов этого типа является то, что они представлены исключительно слабо раскристаллизованными разновидностями, несмотря на сравнительно большие размеры образованных ими экзотрузивных тел.

По составу эти породы, повидимому, отвечают нормальным спилитам, но их нельзя рассматривать как разновидность последних. Геологически они образуют самостоятельную группу, и нет также таких пород, которые хотя бы только по петрографическим особенностям являлись переходными между вариолитами и нормальными спилитами.

Вариолиты имеют ограниченное распространение на правом берегу Блявы к северу и северо-западу от д. Усерган и до северо-восточных окраин г. Медногорска. Здесь они образуют мощную толщу среди

## Химический состав спилитов нормального типа

Таблица 2  
Числовые характеристики  
по А. Н. Заварицкому

Компоненты	4		5			4	5
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.			
SiO <sub>2</sub>	49.36	822	52.46	874	a	9.9	12.8
TiO <sub>2</sub>	1.30	016	0.94	012			
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.23	149	15.33	150			
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.56	023	4.09	026	c	5.4	4.0
FeO	6.62	092	6.13	085			
MnO	0.20	003	0.18	003	b	26.1	21.3
MgO	6.76	168	4.69	117			
CaO	8.01	143	5.98	107			
Na <sub>2</sub> O	3.32	053	5.62	090	s	58.6	61.9
K <sub>2</sub> O	1.74	018	0.19	002			
H <sub>2</sub> O + 110°	2.57	—	3.81	—	n	75	98
H <sub>2</sub> O — 110°	0.58	—	0.81	—			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.23	—	—	—			
Пот. при прок.	0.53	—	—	—	f'	38	46
S	0.08	—	—	—	m'	45	38
BaO	0.10	—	—	—			
Сумма . . .	100.18	—	100.23	—	c'	17	16

4.— Среднезернистый диабаз из мощного покрова у д. 3-е Юмагузино, обр. 239/1939. Анализ выполнен в лаб. ин. АН СССР В. А. Егоровым.

5.— Микролитовый спилит шаровых лав из железнодорожной выемки 232 км, обр. 37. Из статьи А. Заварицкого (1).

кремнистых сланцев. В обнажениях они сильно разрушены, и определить формы экструзивных тел трудно. Типичных шаровых лав здесь нет, но на некоторых склонах холмов видны громадные плоские мало-обособленные подушки мощностью 1.5—3 м, простирающиеся на 8—10 м. Центр и периферия этих тел сложены одной породой, хотя иногда в периферии наблюдаются стекловатые разновидности.

Кроме окрестностей д. Усерган, спилиты этого типа встречены на правом берегу р. Кураган, в 1 км ниже устья Блявы.

Макроскопически вариолиты имеют вид афанитовой плотной породы, чаще всего серого цвета с зеленоватым оттенком и красно-бурыми неправильными пятнами. Иногда этих пятен так много, что они сливаются и порода принимает красно-бурую окраску. Эта пятнистость обусловлена неравномерным распределением окислов железа и не зависит от микроструктуры породы.

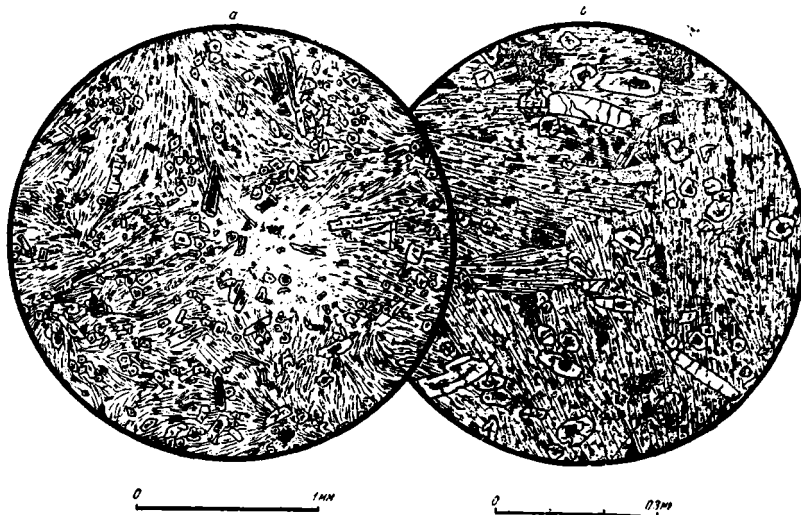
В выветрелых вариолитах окраска грязно-желтовато-серая. Такие породы с первого взгляда походят на кератофиры.

## Микроскопические особенности вариолитов

Под микроскопом почти во всех вариолитах рассматриваемого типа можно различать основную массу, имеющую радиально-волокнистое строение, и многочисленные, равномерно рассеянные в ней мелкие идиоморфные зернышки моноклинного пироксена (фиг. 15). Они распределяются совершенно независимо от расположения волокон плагиоклаза в основной массе, не принимая участия в строении отдельных пучков. Зернышки пироксена имеют формы призматических кристаллов, у которых из обычных граней отсутствуют (010). Спайность даже при самых больших увеличениях незаметна. В ядре призмочек почти всегда находится желто-бурый агрегат хлорита, представляющий захваченное при кристаллизации и затем разложенное стекло. Длина

призмочек в среднем 0.1—0.2 мм, иногда доходит до 0.5—0.8 мм. В поперечнике они имеют около 0.03—0.05 мм.

Оптические свойства пироксена определяются с большим трудом из-за малых размеров зерен. Он совершенно бесцветен,  $N_m = 1.693 \pm$ ,  $2V = +44$  до  $+50^\circ$ ,  $CNg = 38-44^\circ$ . В более крупных призмочках наблюдалась зональность и структура «песочных часов». В ядре  $2V$  больше, чем в периферии,  $CNg$ , наоборот, меньше. Судя по этим данным, состав пироксена в вариолитах, повидимому, тот же, что и в нормальных спилитах, т. е. отвечает составу пижонита. При разложении пироксен переходит в зеленый хлорит, причем превращение начинается с концов призмочек. Характер распределения пироксена и его своеобразные формы придают описываемым вариолитам сходство с получившими мировую известность породами Ялгубы.



Фиг. 15. Вариолиты из окрестностей д. Усерган.

а) Типичная структура породы. б) То же при большом увеличении. Видно расположение зернышек пироксена, независимое от расположения волокон альбита. В центре зернышек хлоритовый агрегат («стекло»).

Главной особенностью основной массы является отсутствие обособленных вариолей и междувариолитовой массы. Она целиком состоит из пучков волокон плагиоклаза. Толщина волокон около 0.002—0.005 мм, так что они различимы только при самом большом увеличении. Длина их варьирует от 0.2—0.3 до 1.0—1.5 мм. Иногда они изогнуты. В отдельном пучке между волокнами запутаны субмикроскопические частицы продуктов разложения, благодаря чему волокнистое строение заметно и без анализатора.

Плагиоклаз в волокнах всегда представлен альбитом, так как его показатель преломления меньше, чем у канадского бальзама.

Наиболее обычная форма пучков метельчатая, она отличается от радиальной или сферолитовой тем, что волокна выходят не из одной точки, а от некоторой линии. Кроме метельчатых пучков встречаются сноповидные и параллельные сростки волокон. В породах с типичной структурой (фиг. 15а) расположение пучков незаконномерное. Часто они спутаны и даже прорастают друг друга. Такие породы можно назвать вариолитовыми афанитами, тем более, что они почти тождественны с такими же породами из Ялгубы, которым впервые было дано это название.

Некоторые из описываемых вариолитов имеют структуру, отличающуюся от типичной тем, что пучки различных волокон довольно редко распределены в массе, которая без анализатора выглядит совершенно однородной, а при скрещенных николях обнаруживает субмикроскопически тонкое волокнистое сложение. Обычные пучки постепенно переходят в эту массу. Кроме того, они распределяются в ней более закономерно. Чаще всего несколько метельчатых пучков сходятся приблизительно к одному центру, образуя не резко обособленную вариолу неправильной формы.

Структура в целом походит на ту, которую Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, в отличие от «сферолитовой», называл «радиалитовой». Из вариолитов Ялгубы на эти породы походит первый из известных там типов. Иногда в вариолитах с типичной структурой встречаются округлые участки, в которых совершенно отсутствуют призмочки пироксена, а пучки волокон имеют более причудливые формы.

Наименее раскристаллизованные разновидности вариолитов представлены двумя породами. Одна из них слагает самую периферию покрова. Это темная стекловатая порода, которую следует относить к палеотахиллитам. Под микроскопом мы видим однородную бурую полупрозрачную массу, в которой изредка попадаются псевдоморфозы хлорита по призмочкам пироксена (0.4—0.2 мм) и сноповидные пучки грубых волокон альбита. Стекловатая масса не совсем изотропна. При скрещенных николях в ней видны слабо двупреломляющие мелкие неправильные пятна, вероятно, сферолитовые образования из субмикроскопически тонких волокон.

Другая мало раскристаллизованная разновидность, условия залегания которой неясны, представляют собой светлосерую афанитовую породу. На шлифованной поверхности заметны совершенно круглые, более светлые пятна диаметром 4—5 мм. Под микроскопом эти пятна оказываются вариолями из очень тонких волокон. Вариоли имеют типичное сферолитовое строение, т. е. волокна в них сходятся к одному центру. Междувариолитовая масса не имеет волокнистого строения, но в результате собирательной перекристаллизации она слегка анизотропна. Более темная окраска ее обусловлена многочисленными зернышками магнетита.

Главной особенностью породы является отсутствие в ней призмочек пироксена. Вместо них наблюдались редкие псевдоморфозы из кальцита размерами до 0.2 мм. Очертания их соответствуют очертаниям призмочек пироксена. В центре их также находится разложенное стекло.

#### Химический состав

Химический анализ вариолита из окрестностей д. Усерган приведен в таблице 3.

Эти данные указывают, что рассматриваемые вариолиты по химическому составу более близки к породам андезито-базальтового типа, чем к спилитам. Отношение полевошпатовой извести к щелочам в них больше, несмотря на то, что плагиоклаз в них тоже альбит.

#### Вариолиты из окрестностей деревень Херсонка и Алчембаево

Данных об этих спилитах немного. Геологические условия залегания их неясны, хотя известно, что к югу от д. Херсонка и до д. Алчембаево они образуют мощную толщу, лежащую на кремнистых сланцах. Переходы этих пород в какие-либо другие спилиты не наблюдались. Геологически это тоже самостоятельная группа, хотя по составу эти вариолиты близки к спилитам из окрестностей Блявинского месторождения.

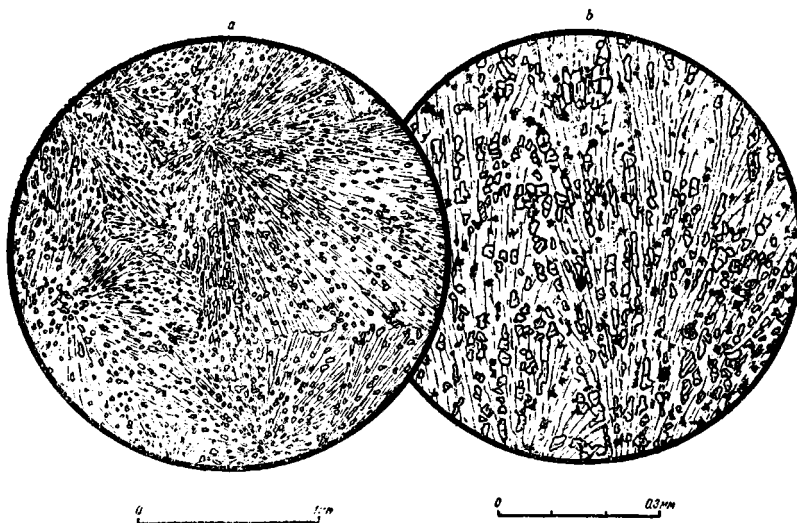
Химический состав вариолита  
из окрестностей д. Усерган

Таблица 3  
Числовые характеристики  
по А. Н. Заварицкому

Компоненты	6		6
	Вес. %	Мол. кол.	
SiO <sub>2</sub>	57.70	961	$a = 10.5$
TiO <sub>2</sub>	0.29	004	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.01	157	$c = 5.5$
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.49	016	
FeO	3.90	054	$b = 18.3$
MnO	0.08	001	
MgO	5.65	140	$s = 65.7$
CaO	6.85	122	
Na <sub>2</sub> O	4.44	072	$n = 94$
K <sub>2</sub> O	0.47	005	
H <sub>2</sub> O + 110°	3.26		$f' = 32$
H <sub>2</sub> O - 110°	0.66		$m' = 52$
Сумма . . .	101.80		$c' = 16$

6. Вариолит обр. 18 (14) 1934 г., из окрестностей д. Усерган. Анализ выполнен в лаб. ЦНИГРИ.

Внешний облик пород не привлекает к себе внимания. Это сильно трещиноватые, буровато-серые афанитовые породы, с многочисленными жилками кальцита. Под микроскопом сразу же бросается в глаза, что в строении пучков волокон здесь принимает участие пироксен. Он на-



Фиг. 16. Вариолит из окрестностей д. Херсонки.

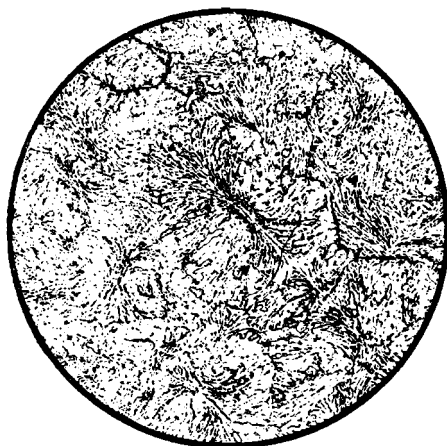
а) Типичная структура породы. б) То же при большом увеличении. Заметна зависимость расположения зернышек пироксена от расположения волокон альбита.

ходится в виде мельчайших (0.01—0.03 мм) зернышек или иголок, располагающихся только между волокнами плаггиоклаза. Последние здесь грубее, чем в породах предыдущего типа, и, будучи разделенными зернышками пироксена, хорошо различаются друг от друга.

Плаггиоклаз в волокнах является слегка помутневшим альбитом. В одном шлифе он представлен лабрадором, так как здесь его показатель преломления больше, чем у канадского бальзама.



Кроме волокон плагиоклаза и зернышек пироксена в строении пучков принимает участие зелено-желтый хлорит, представляющий продукт разложения стекла. Форма пучков преимущественно метельчатая, хотя сферолитовые сростки в описываемых спилитах встречаются чаще, чем в предыдущих. Волокна здесь прямолинейны, 1.5—2.0 мм в длину. При соприкосновении двух пучков граница между ними имеет вид то прямой, то ломаной линии.



Фиг. 17. Вариолитовый афанит из спилитовых аггломератов в окрестностях д. Алчембаево. Отсутствует пироксен. Причудливая форма метелок.

Для структуры описываемых пород в целом характерно еще отсутствие вариоль и междувариолитовой массы. Они еще более однородны, чем предыдущие вариолиты, так как образованы целиком из одинаковых пучков (фиг. 16).

Из других особенностей следует отметить псевдоморфозы из серпентина и кальцита, которые по своим очертаниям напоминают кристаллы оливина с гранями (021). Иногда у них видна петельчатая структура. Размеры их колеблются от 0.2 до 0.5 мм. Часто они находятся в центре сферолитового пучка.

Несколько своеобразная структура наблюдалась в образце вариолита из спилитовых аггломератов, обнаженных в железнодорожной

выемке у д. Алчембаево. Здесь характерны сильная изогнутость волокон (фиг. 17) и отсутствие различных зернышек пироксена. Между волокнами находятся уже субмикроскопические частицы.

#### Глава 4

##### СПИЛИТОВЫЕ ПОРФИРИТЫ И ДРУГИЕ ПОРОДЫ СРЕДНЕГО СОСТАВА

В этой главе будут рассмотрены породы, которые по составу и петрографическим особенностям занимают промежуточное положение между спилитами и кератофирами. Из эффузивных пород нормального щелочноземельного ряда им отвечают порфириды, т. е. палеотипные породы андезитового и дацитового состава.

Совершенно так же, как описанные выше спилиты переходят в диабазы, рассматриваемые здесь породы переходят в обычные порфириды, характеризующиеся присутствием фенокристаллов зонального основного плагиоклаза. Этот переход в порфириды, а также сходство с ними в отношении структуры и общего облика под микроскопом можно подчеркнуть, употребляя для рассматриваемых пород предложенное А. Н. Заварицким название «спилитовые порфириды», т. е. порфириды, относящиеся к спилито-кератофировой формации.

Для аналогичных пород Карадага Ф. Ю. Левинсон-Лессинг предложил название «кератоспилит». Оно более выражает промежуточный характер пород, но не указывает на связь их с порфиридами и поэтому менее удобно.

Сопоставление данных петрографии спилитовых порфиритов Блявинского района с данными об их геологии позволило выделить несколько типов, каждый из которых рассмотрим отдельно.

## Спилитовые порфириды из окрестностей пос. Ракитянка

Эти породы имеют небольшое распространение и встречаются главным образом к северо-западу от пос. Ракитянка в виде отдельных потоков мощностью в 2—3 м в толще кератофировых аггломератов.

Макроскопически это порфиновые породы со светлой зеленовато-или желтовато-серой окраской и фенокристаллами разложенного плагиоклаза.

Некоторые более темные разновидности по внешнему виду походят на обычные плагиоклазовые порфириды, широко распространенные среди зеленокаменных пород Урала.

**Фенокристаллы.** Около трети всей массы породы составляют фенокристаллы альбитизированного плагиоклаза и редкие вкрапленники моноклинного пироксена.

Плагиоклаз имеет вид табличатых кристаллов 1.0—1.5 мм. Обычно они образуют сростки, благодаря которым структура породы гломеропорфирная. В сростках кристаллы часто взаимно прорастают. Плагиоклаз в большинстве случаев является альбитом или альбит-олигоклазом, с показателем преломления меньшим, чем у канадского бальзама. Данные измерения двойников показывают, что он содержит от 5 до 18% Ап. В альбитовых двойниках при совпадающих  $Np$  и  $Np'$  угол  $NgNg' = 8—30^\circ$ . Максимальное погасание в зоне  $\perp (010)$  от  $-10^\circ$  до  $0^\circ$ . Вторичный альбит всегда сильно пелитизирован и испещрен мельчайшими чешуйками серицита (?).

Частично альбитизированный основной плагиоклаз наблюдался в немногих шлифах. Замещение альбитом начинается в нем с периферии фенокристаллов, от трещин спайности, двойникового шва и т.д. Альбит, проникая в плагиоклаз, образует густую сеть тончайших пересекающихся жилочек. В более альбитизированных кристаллах плагиоклаз сохранился лишь в виде разрозненных, очень небольших и довольно многочисленных участков, которые выделяются среди помутневшего альбита своей свежестью и более высоким показателем преломления. Такой плагиоклаз очень походит на те пятнистые полевые шпаты, которые описаны Ф. Ю. Левинсон-Лессингом в аналогичных породах Карадага.

Основной плагиоклаз в описываемых порфиридах является лабрадором. В одном фенокристалле, sdвойникованном по альбитовому закону,  $BNg = 32^\circ$ ,  $BNm = 59^\circ$ ,  $BNp = 75^\circ$ , что отвечает 59% Ап. Погасание в сечении  $\perp [100] = 31^\circ$ . В другом, уже карлсбадском двойнике,  $BNg = 70^\circ$ ,  $BNm = 31^\circ$ ,  $BNp = 47^\circ$ , т. е. 48% Ап.

Моноклинный пироксен встречается не всегда. Его вкрапленники имеют короткопризматическую или изометрическую форму и различные размеры от 0.3 до 2 мм. Пироксен совершенно бесцветен,  $Nm = 1.69 \pm$ ,  $Ng - Np$  около 0.030,  $2V = +56^\circ$  и  $cNg$  — около  $40^\circ$ . По составу он, вероятно, более близок к диопсиду, чем пироксен спилитов.

**Основная масса.** Спилитовые порфириды этого типа имеют полнокристаллическую, хотя и очень мелкозернистую основную массу. Она образована из микролитов пелитизированного альбита (0.05—0.1 мм) и находящихся между ними иголок вторичной уралитовой роговой обманки (до 0.03 мм). Иногда между микролитами находятся зернышки пироксена (0.01—0.02 мм), лишь частично превращенного в амфибол.

Структура основной массы пилотакситовая, так как микролиты располагаются субпараллельно. Эта структура сохраняется даже в тех редких случаях, когда иголок уралита больше, чем микролитов альбита.

Вторичный кварц, халцедон, кальцит и многие другие не всегда

определимые минералы развиваются в основной массе в виде жилок и пятен или выполняют редкие миндалины. В одном шлифе несколько миндалинов выполнено альбитом, в другом присутствует густо окрашенный изумрудно-зеленый минерал, похожий на хлорит. Он образует очень тонкочешуйчатые агрегаты.

В целом основная масса описываемых пород выглядит очень разложенной.

### Спилитовые порфириды из окрестностей д. Херсонки

Севернее и восточнее д. Херсонки эти породы слагают целый горизонт между спилитами и кератофирами. Мощность этого горизонта достигает нескольких десятков метров, но он сложен из многих потоков, мощность которых в тех местах, где она поддается измерению, не превышает 2—3 м.

Макроскопически спилитовые порфириды этого типа имеют вид темных афанитовых пород желто-серого цвета с красно-бурым оттенком. Порфиристые вкрапления незаметны. Иногда видны круглые миндалины, выполненные кальцитом.

Фенокристаллы. Порфиристые вкрапления в описываемых породах встречаются редко: это небольшие таблички плагиоклаза (0.5 мм) и изометрические кристаллы моноклинного пироксена (0.3 мм).

Плагиоклаз в фенокристаллах является альбитом, обычно не пелитизированным. Двойники, особенно полисинтетические, редки. В одном карлсбадском двойнике  $B_{Ng} = 80^\circ$ ,  $B_{Nm} = 19^\circ$ ,  $B_{Np} = 74^\circ$ , что отвечает 10% Ап. В другом, образованном по закону Ала — А,  $B_{Ng} = 84^\circ$ ,  $B_{Nm} = 73^\circ$ ,  $B_{Np} = 20^\circ$ , что отвечает 7% Ап. Положение нормали к плоскости срастания в этом же двойнике [ $\perp$  (100)] определяется координатами:  $B_{Ng} = 75^\circ$ ,  $B_{Nm} = 28^\circ$ ,  $B_{Np} = 66^\circ$ , что отвечает 5% Ап. В центре некоторых фенокристаллов сохранились небольшие участки основного плагиоклаза, отличающиеся от альбита более высоким показателем преломления и характером погасания (в другую сторону). Судя по углу погасания, плагиоклаз содержит не менее 40% Ап.

Моноклинный пироксен большей частью бесцветен, но иногда имеет едва заметную буроватую окраску.  $N_m = 1.68 \pm$ ,  $N_g - N_p = 0.028 - 0.030$ ;  $c_{Ng} = 40 - 41^\circ$ ;  $2V = +55^\circ$ .

Основная масса. Состав и структура основной массы описываемых пород зависит от степени их раскристаллизованности. В наименее раскристаллизованных разновидностях основную массу образуют: 1) полупрозрачный агрегат, представляющий, по видимому, разложенное стекло, и 2) находящиеся в нем в сравнительно небольшом количестве (30—40%) микролиты альбита. Структура основной массы здесь гиалопилитовая, но микролиты располагаются субпараллельно (фиг. 18b), что приближает структуру к пилотакситовой. Микролиты не превышают 0.05 мм в длину. Мелкие зернышки магнетита равномерно рассеяны по породе.

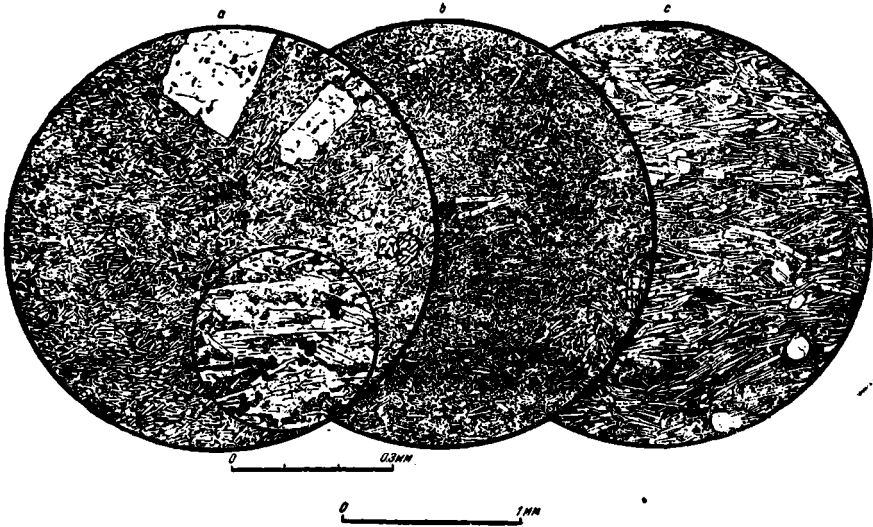
В немного более раскристаллизованных разновидностях, преобладающих среди спилитовых порфиритов этого типа, микролиты альбита составляют уже более 60—70% основной массы. Между микролитами, имеющими здесь до 0.1—0.2 мм в длину, находятся комочки хлорита, образовавшиеся на месте зернышек пироксена. Последние кое-где еще сохранились. Магнетит встречается в редких, более крупных (0.05 мм) зернах.

Структура основной массы здесь уже всегда пилотакситовая (фиг. 18a). Особенно хорошо она выражена в наиболее раскристаллизованной породе из окрестностей пос. Никитино (фиг. 18c). Эта порода, в отличие от типичных спилитовых порфиритов, не имеет пироксена

ни в основной массе, ни в виде фенокристаллов. Вторичного кварца здесь немного больше.

**Химический состав**

Химический состав наиболее распространенной разновидности описываемых пород приведен в таблице 4.



Фиг. 18.

а) Спилитовый порфирит из окрестностей д. Херсонка. Редкие фенокристаллы альбита и пироксена. Пилотаксовая основная масса. В малом кружке основная масса при самом большом увеличении. б) То же, менее раскристаллизованная разновидность. в) Наиболее раскристаллизованная разновидность из окрестностей пос. Никитино. Типичная пилотаксовая структура. Мелкие округлые микродалины, выполненные кварцем.

Таблица 4

**Химический состав спилитового порфирита из окрестностей д. Херсонки**

**Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому**

Компоненты	7	
	Вес. %	Мол. кол.
SiO <sub>2</sub>	55.44	923
TiO <sub>2</sub>	0.95	011
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18.21	178
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	9.45	059
FeO	1.44	020
MnO	0.16	003
MgO	1.67	041
CaO	3.60	064
Na <sub>2</sub> O	6.62	106
K <sub>2</sub> O	0.25	003
H <sub>2</sub> O + 110°	2.04	
H <sub>2</sub> O - 110°	0.49	
CO <sub>2</sub>	0,30	
Сумма . . .	100.62	

7
a = 15.5
c = 4.6
b = 13.6
s = 66.3
n = 97
f' = 74
m' = 21
c' = 5

7. Спилитовый порфирит окрестности д. Херсонки, обр. 19 (9) 1934. Анализ выполнен в лаб. ЦНИГРИ.

Из этих данных видно, что по химическому составу спилитовый порфирит представляет собой особый тип пород. От наиболее близких к нему андезитов он отличается повышенным отношением щелочей к

полевошпатовой извести и отсутствием извести в составе темноцветных компонентов.

Таким образом, спилитовый порфирит относится к андезитам так же, как спилиты к базальтам.

### Роговообманковые порфириты и связанные с ними породы

Описанные выше спилитовые порфириты аналогичны породам андезитового состава. Роговообманковые порфириты представляют уже группу более кислых пород, имеющих состав дацита. В этом отношении они более близки к кератофирам, чем к спилитам. Геологически они тоже ассоциируют больше с кератофирами, чем со спилитами. Вероятно, многие кератофиры представляют продукт автотеметаморфизма именно этих пород.

Особенностями роговообманковых порфиритов являются: 1) отсутствие или слабое проявление альбитизации зонального плагиоклаза в фенокристаллах, 2) присутствие первичной роговой обманки и 3) присутствие кварца в основной массе.

Распространенность этих пород, повидимому, значительная. Особенно часто они встречаются в аггломератах, кусками от 3 см до 1—15 м, вместе с обломками кератофиров. Кроме того, встречаются отдельные потоки этих пород, иногда значительной мощности (до 5—7 м). Стратиграфически эти потоки приурочены к толще обломочно-вулканических пород.

По внешнему виду роговообманковые порфириты сильно отличаются от спилитов и спилитовых порфиритов и почти не отличаются от кератофиров. Это очень крепкие, плотные породы с ровным раковистым изломом, светлосерой или желтовато-серой окраской и мелкими (до 2 мм) редкими порфиловыми вкрапленниками белого полевого шпата и черной роговой обманки. Последние являются единственной особенностью, отличающей эти породы от кератофиров.

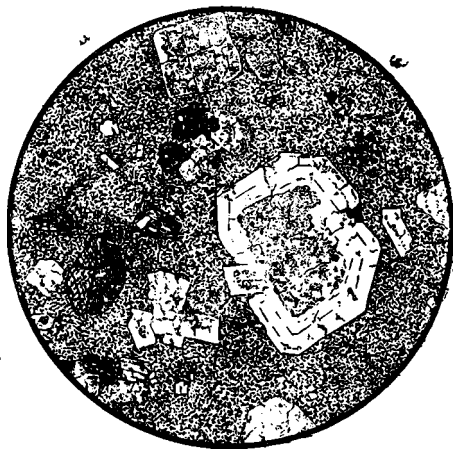
**Фенокристаллы.** Под микроскопом описываемые породы всегда имеют порфиловую структуру, но относительное количество фенокристаллов в них сильно варьирует. В виде фенокристаллов встречаются: 1) зональный, иногда альбитизированный плагиоклаз, 2) бурая роговая обманка и 3) моноклинный пироксен. Редкие, сравнительно крупные зерна магнетита тоже имеют вид вкрапленников. Вместе с ним находятся мелкие призмочки апатита. В двух случаях наблюдались сильно оплавленные фенокристаллы кварца размерами около 0.1 мм.

Плагиоклаз большей частью является зональным основным андезитом. Зональность обычно очень хорошо выражена. В центре более крупных фенокристаллов до 50% An. В карлсбадском двойнике  $BNg = 67^\circ$ ,  $BNm = 53^\circ$ ,  $BNp = 45^\circ$ . В альбитовых двойниках  $BNg = 27-23^\circ$ ,  $BNm = 66-68^\circ$ ,  $BNp = 80-85^\circ$ . Погасание в сечениях  $\perp [100] = (+) 25-27^\circ$ . В периферии состав плагиоклаза доходит до состава олигоклаза с 23—27% An (погасание в сечении  $\perp [100]$  не более  $(+7-8^\circ)$ . Переход от кислого плагиоклаза к более основному обычно постепенный, но иногда зоны резко отделены друг от друга. В некоторых фенокристаллах наблюдалась чередование зон. Частичная альбитизация плагиоклаза наблюдалась почти в каждом шлифе. Замещается преимущественно более основным плагиоклазом, т. е. центр фенокристаллов (фиг. 19). Вторичный альбит всегда сильно пелитизирован и испещрен табличками пренита. Полностью альбитизированный плагиоклаз наблюдался сравнительно редко. Однако в некоторых породах вместе с фенокристаллами роговой обманки находится только альбит. В фенокристаллах его наблюдаются концентрические зоны включений вто-

ричных минералов, показывающие, что первичный плагиоклаз был зональным.

Вторичный альбит содержит не менее 10—12% Ап. В карлсбадском двойнике  $B_{Ng} = 78^\circ$ ,  $B_{Nm} = 20^\circ$ ,  $B_{Np} = 73^\circ$ . Максимальное погасание в зоне  $\perp (010) = 8\text{--}12^\circ$ . Форма фенокристаллов плагиоклаза изометрическая, но каждый из них представляет двойник из двух табличек. Сечения  $\perp [100]$  имеют квадратные очертания, а сечения по (010) прямоугольные. Большинство фенокристаллов имеют размер в несколько десятых миллиметра, но некоторые из них достигают 1.5—2 мм. Мелкие вкрапленники представляют слегка оплавленные обломки более крупных кристаллов.

Роговая обманка в описываемых породах привлекает к себе внимание не менее, чем зональный плагиоклаз. Для нее характерна несколько необычная окраска, которая по Ng — бурая с зеленоватым оттенком, по Nm — зеленовато-бурая со слабым, но иногда довольно ярким фиолетовым оттенком и по Np — светлозеленовато-желтая. Другие оптические свойства ее:  $Ng = 1.689$ ,  $Nm = 1.676$ ,  $Np = 1.660$ ;  $Ng - Np = 0.028\text{--}0.030$ ;  $2V = -72\text{--}76^\circ$ , но иногда уменьшается до  $-65^\circ$ ;  $cNg = 15\text{--}17^\circ$ ; дисперсия  $\rho < \nu$ ; адсорбция  $Ng > Nm >$



Фиг. 19. Роговообманковый порфирит из окрестностей дер. Ракитянки. Крупный фенокристалл зонального андезина, в центре замещенного альбитом. Вверху полностью альбитизированный плагиоклаз. Оплавленный фенокристалл бурой роговой обманки. Фельзитовая основная масса.

$> Np$ . Очень распространены простые двойники с  $B = \perp [100]$ . Фенокристаллы имеют более или менее округлые очертания, так как они всегда оплавленные (фиг. 19). Иногда вследствие этого у них появляются характерные «бухточки». У многих фенокристаллов наблюдается очень узкая опалитовая каемка, почти незаметная при небольшом увеличении и лишь оттягивающая очертания фенокристаллов. В отдельных случаях ширина опалитовой каемки достигает 0.02—0.4 мм. Фенокристаллы в 0.5 мм преобладают над другими, но многие достигают 2—3 мм. Мелкие вкрапленники являются остатками более крупных фенокристаллов, что видно по характеру спайности в них. О составе описываемой роговой обманки судить трудно. Ее оптические свойства отличаются от свойств базальтической роговой обманки, обычной для средних эффузивных пород. Слабый фиолетовый оттенок, возможно, указывает на содержание  $Na_2O$  в составе этого минерала.

Моноклинный пироксен присутствует обычно в меньшем количестве, чем роговая обманка. Размеры его фенокристаллов не превышают 0.2—0.3 мм. Оптические свойства пироксена:  $Ng = 1.712$ ,  $Nm = 1.687$ ,  $Np = 1.680$ ;  $Ng - Np = 0.030\text{--}0.035$ ;  $2V = (+)56$ ;  $cNg = 40\text{--}42$ . Пироксен совершенно бесцветен. Часто встречаются двойники с  $B = \perp (100)$ .

Основная масса. Роговообманковые порфириты имеют обычно фельзитовую или грубофельзитовую основную массу, состоящую из полевого шпата и кварца. Полевой шпат всегда более или менее пелитизирован. Повидимому, это альбит, так как показатель преломления у него лишь не намного меньше, чем у канадского бальзама. Иногда в

фельзитовой основной массе выделяются отдельные микролиты альбита 0.02—0.03 мм длиной. В мало альбитизированных породах это микролиты андезина, заметно выделяющиеся вследствие более высокого показателя преломления. Зернышки первичного кварца в основной массе трудно различимы, но, повидимому, их не меньше, чем в других дацитовых породах. Магнетит находится в зернышках величиной менее 0.01 мм и распределен довольно равномерно.

Вторичные или гидротермальные минералы представлены: зеленым хлоритом, кальцитом, халцедоном, кварцем и альбитом. Они замещают фенокристаллы плагиоклаза (кальцит, хлорит), выполняют сильно вытянутые миндалины неправильной формы (халцедон, кварц, кальцит), образуют жилки, секущие всю породу, и реже развиваются в основной массе, замещая ее. Гидротермальный альбит встречен вместе с кварцем в миндалине.

В скоплениях хлорита много призмочек апатита. Такие же призмочки образуют включения и в крупных зернах магнетита. Вообще апатита в этих породах больше, чем обычно.

Кроме фельзитовой основной массы, в роговообманковых порфири-тах наблюдались микропйкилитовые и фельзитопилитовые структуры. Микропйкилитовые структуры в этих породах характеризуются небольшими размерами ойкокрсталлов (0.05—0.08 мм). Находящиеся в них микролиты не превышают 0.01 мм. Иногда ойкокрсталлы образованы из альбита.

Фельзитопилитовыми структурами могут называться такие, в которых микролиты альбита преобладают над вмещающей их микрофельзитовой массой. Такие структуры вместе с тиалопилитовыми могут быть отнесены к андезитовым структурам.

#### Химический состав

Образец роговообманкового порфирита с почти не альбитизированным плагиоклазом был анализирован. Результаты анализа даны в таблице 5.

Химический состав роговообманкового порфирита			Таблица 5 Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому	
Компоненты	8		6	
	Вес. %	Мол. кол.		
SiO <sub>2</sub>	69.08	1.150	a = 13.7	c = 2.8
TiO <sub>2</sub>	0.40	005		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.55	143	b = 5.3	s = 78.2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.12	007		
FeO	2.27	032	n = 80	f' = 59
MnO	0.08	001		
MgO	0.75	018	m' = 23	c' = 18
CaO	3.16	056		
BaO	0.06	—		
Na <sub>2</sub> O	5.00	081		
K <sub>2</sub> O	1.96	020		
H <sub>2</sub> O + 110°	1.10			
H <sub>2</sub> O - 110°	0.20			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.31			
S	0.05			
Сумма . . .	100.08			

8. Роговообманковый порфирит с зональным плагиоклазом окрестности пос. Ракитянка, обр. 94/1939 г. Анализ выполнен в лаб. АН СССР.

Из этих данных видно, что по химическому составу роговообманковый порфирит более близок к кислым породам, чем к средним. Количество цветных компонентов ( $b$ ) в нем меньше даже, чем у дацита. Из «средних» типов к нему наиболее близок щелочный гранит по Дэли, который отличается лишь иным отношением  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$  ( $n$ ) и отсутствием известных в цветных компонентах.

## Глава 5

### КЕРАТОФИРЫ

Кератофиры являются в большинстве случаев кислыми породами рассматриваемой формации и могут сравниваться с риолитами или кварцевыми порфирами нормального щелочноземельного ряда. Главной особенностью, отличающей их от кварцевых порфиров, является то, что полевой шпат в них представлен исключительно альбитом. Это уже давно отмечено уральскими геологами, среди которых такие породы принято называть альбитофирами.

Фенокристаллы кварца, характерные для кислых эффузивных пород вообще, у многих кератофиров отсутствуют, хотя одно это еще не указывает на то, что эти кератофиры имеют более основной состав. Кварц находится обычно в основной массе кератофиров, так что кератофиры являются криптокварцевыми или кварцсодержащими породами. Существуют также и бескварцевые разновидности, но выделить их в отдельную группу нельзя, так как под микроскопом и в кварцсодержащих породах кварц не всегда различим. Нельзя разделять кератофиры и по валовому химическому составу, во-первых, из-за недостатка анализов, а во-вторых, из-за вторичных изменений.

В основу классификации этих пород следует положить микроструктуру основной массы, лучше всего выражающую первоначальный состав излившихся лав. На этом основании среди кератофиров рассматриваемой формации выделяются три главных типа: 1) кератофиры с микролитовыми структурами основной массы, 2) кератофиры с фельзитовой или сферолитовой основной массой и 3) кварцевые кератофиры с фенокристаллами кварца и сферолитовой или фельзитовой основной массой.

Микролитовые структуры, как известно, не характерны для кислых эффузивных пород, поэтому кератофиры с пилотакситовой или гялопилитовой (вернее, фельзитопилитовой) основной массой в большинстве случаев могут рассматриваться как продукт автометаморфизма средних лав, несмотря на то, что состав их часто тождественен с составом кератофиров со сферолитовой структурой. Эти кератофиры аналогичны тем породам Карадага, которые Ф. Ю. Левинсон-Лессинг назвал кератофиритами.

Среди кератофиров не встречались такие породы, которые, подобно диабазам среди спилитов, непосредственно переходили бы в них и таким образом указывали на первоначальный состав излившихся лав. Это сильно затрудняет их петрографическое изучение.

#### Кератофиры с микролитовыми структурами основной массы

Эти породы встречаются часто, но почти всегда в виде небольших отдельных потоков в кератофировых аггломератах или в нижних горизонтах толщи кератофиров. Некоторые разновидности образуют в кремнистых сланцах тонкие (1—1.5 м) дайки.

Макроскопически эти кератофиры мало отличимы от других, хотя в большинстве случаев они вследствие обогащения окислами железа имеют более темную, иногда почти черную окраску. Мелкие фенокри-



сталлы альбита (1—2 мм) очень редки или совсем отсутствуют. Встречаются миндалины сильно удлиненной линзовидной формы, выполненные кварцем или халцедоном.

Иногда наблюдается флюидальная текстура, обусловленная чередованием тонких (до 1 мм), более темных, обогащенных окислами железа полос с более светлыми. Многие породы имеют брекчиевидную текстуру. Иногда это настоящие брекчии из однородных по составу, но очень различных по величине остроугольных обломков, плотно прилегающих друг к другу или сцементированных кальцитом.

**Фенокристаллы.** В шлифах фенокристаллы большей частью либо совсем отсутствуют, либо представлены всего несколькими табличками альбита не более 0.5—0.8 мм длиной.

В породах, где этих табличек больше, они образуют гломеропорфировые сростки, в которых находится 2—3, а иногда и более десятка таких табличек.

Альбит в фенокристаллах сравнительно мало пелитизирован. Включения вторичных кальциевых минералов в нем отсутствуют. В центре более крупных табличек (1—1.5 мм) можно встретить концентрические зоны включения хлорита.

Содержание анортитовой молекулы в альбите не более 10%. Максимальное погасание в зоне  $\perp$  (010) колеблется от  $-10^\circ$  до  $-15^\circ$ . Полисинтетические альбитовые двойники сравнительно редки. В более распространенных простых карлсбадских двойниках  $B_{Ng} = 75-80^\circ$ ,  $B_{Nm} = 18-15^\circ$ ,  $B_{Np} = 30-83^\circ$ , что отвечает 5—7% Ап. В простом манебахском двойнике  $B_{Ng} = 80^\circ$ ,  $B_{Nm} = 25^\circ$ ,  $B_{Np} = 66^\circ$ , что отвечает 5% Ап. Измеренный у двух фенокристаллов показатель преломления ( $N_m$ ) немного меньше 1.530.

В кератофирах, встречаемых среди спилитовых порфиритов около д. Херсонки, кроме многочисленных табличек альбита наблюдались случайные зерна моноклинного пироксена [ $2V = +55^\circ$ ,  $c_{Ng} = 40^\circ$ ], величиной около 0.2 мм. Эти породы могут рассматриваться как переходные между спилитовыми порфиритами и кератофирами, но по составу и структуре основной массы они ближе к последним.

**Основная масса.** В зависимости от структуры и состава основной массы выделяются три разновидности описываемых кератофиров.

Первая разновидность имеет типичную пилотакситовую основную массу, образованную почти целиком из субпараллельно расположенных очень мелких микролитов альбита (0.05—0.1 мм). Между микролитами находится лишь небольшое количество хлорита, окислов железа и других продуктов разложения. Аллотриоморфных зернышек кварца и альбита здесь почти нет.

Вторая, более распространенная разновидность отличается от первой тем, что между такими же или еще более мелкими микролитами в основной массе много почти субмикроскопических аллотриоморфных зернышек кварца, альбита и других продуктов раскристаллизации стекловатого мезостазиса. Таким образом, структура этой разновидности «фельзитопилитовая», аналогичная гиалопилитовым структурам пород андезитового состава. Микролитов альбита в описываемой породе не намного меньше, чем в предыдущей, и они не всегда располагаются субпараллельно.

Микрофельзитовая масса кварца и альбита местами подверглась собирательной перекристаллизации. Поэтому часто наблюдаются переходы к микропойкилитовым структурам.

Микропойкилитовая основная масса характерна для третьей разновидности описываемых кератофиров. В ней такие же мелкие, многочисленные и субпараллельно расположенные микролиты альбита нахо-

дятся в ойкокрсталлах кварца или альбита, имеющих довольно крупные размеры (до 1 мм) и причудливые расплывчатые очертания. Альбит в ойкокрсталлах можно отличить от кварца, только определив его двуосность на универсальном столике. Его присутствие в породах указывает, повидимому, на собирательную перекристаллизацию или альбитизацию во время автоматоморфических преобразований.

Вторичные или гидротермальные минералы во всех трех разновидностях представлены главным образом халцедоном и кварцем, которые выполняют миндалины, вытянутые в направлении расположения микролитов, и образуют стяжения в основной массе. Изредка наблюдаются жилки кальцита и скопления хлорита.

### Кератофиры с фельзитовой и сферолитовой основной массой

Эти породы самые распространенные среди кератофигов. Они составляют большую часть толщи излившихся кератофигов и многие дайки в спилитах. Сферолитовые разновидности встречаются среди них чаще, чем фельзитовые, которые находятся обычно в виде небольших слоев среди обломочно-вулканических отложений.

Макроскопически кератофиры этого типа отличаются от предыдущих более светлой желтовато-серой или серой окраской. Такую желтовато-серую окраску имеют кератофиры в естественных обнажениях. На глубине, как показывают образцы из скважин, кератофиры светлосерые.

Фельзитовые разновидности представляют собой очень плотные афанитовые породы с ровным раковистым изломом. Среди сферолитовых встречаются и такие, которые кажутся мелкозернистыми. Мелкие порфиновые выделения встречаются часто, но большей частью кератофиры представлены афировыми разностями.

Фенокристаллы. Кератофиры со сферолитовой структурой большей частью не имеют фенокристаллов. Иногда можно встретить лишь несколько табличек альбита длиной в 0,5 мм. Альбит мало пелитизирован и почти не содержит анортита (5—8% An). В кератофирах с фельзитовой структурой фенокристаллы более обычны. Иногда их много, и породы имеют явно гломеропорфировую структуру. В фенокристаллах и здесь слегка помутневший альбит (7—12% An). Однако в нескольких шлифах наблюдались фенокристаллы калиевого полевого шпата, который только в периферии замещен альбитом. Иногда альбитовая каемка очень узкая, а иногда в альбите находятся лишь остатки первичного полевого шпата. Граница между альбитом и калиевым полевым шпатом расплывчатая или, наоборот, резкая, извилистая, как это бывает при метасоматических замещениях (фиг. 20b).

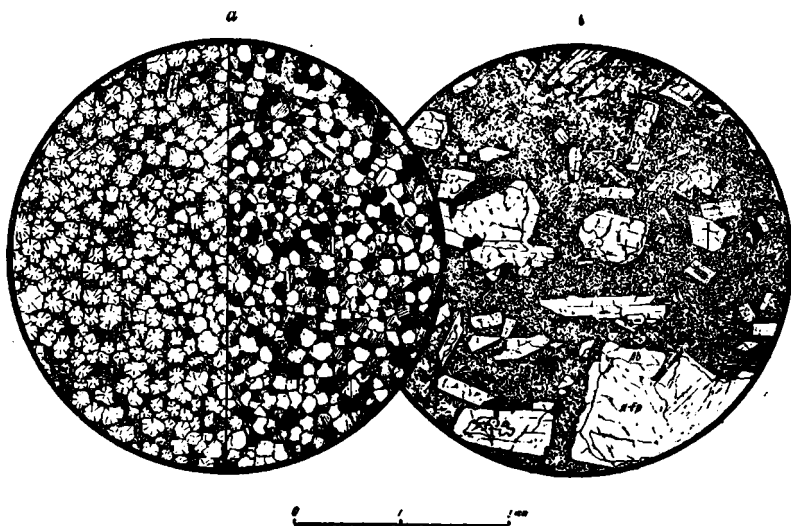
Калиевый полевой шпат узнается по отсутствию пелитизации, прямому погасанию в зоне  $\perp$  (010) и, главное, по меньшему, чем у альбита, показателю преломления. Иногда этот полевой шпат имеет муаровое строение. Обычно в нем много чешуек хлорита и других посторонних включений, что не позволяет определить его состав.

В одном шлифе кератофира с фельзитовой основной массой в фенокристаллах находится олигоклаз, также только в периферии замещенный альбитом. Олигоклаз узнается по тонким полисинтетическим двойникам и почти прямому [от 0 до +5°] погасанию в зоне  $\perp$  (010). Без анализатора он неотличим от альбита, так как тоже пелитизирован и испещрен чешуйками серицита. Альбит в каемках не имеет двойников, и погасание его в зоне  $\perp$  (010) доходит до —15°. Кроме фенокристаллов альбита в кератофирах встречались случайные фенокристаллы кварца. В некоторых фельзитовых разновидностях наблюдались псевдоморфозы хлорита по цветным минералам, большей частью по

пироксену, а иногда и по роговой обманке. Такие кератофиры образовались, вероятно, в результате автометаморфизма описанных выше роговообманковых порфиров.

Основная масса. Фельзитовая основная масса не привлекает к себе внимания. Она обычно грубофельзитовая, в связи с тем, что многие зернышки кварца уже различимы (0.01—0.03 мм). Иногда, вследствие собирательной перекристаллизации в твердом состоянии зернышки кварца достигают 0.05—0.08 мм. Состав фельзитовой массы под микроскопом не всегда определим. Количество кварца здесь довольно значительное.

Основная масса со сферолитовой структурой бывает двух типов: в одних случаях она состоит целиком из сферолитов, в других последние сравнительно редко распределены в фельзитовой массе. Основная



Фиг. 20. Кератофир из окрестностей месторождения Яман-Гасы.

- а) «Метасферолитовая» структура кератофиров. Без анализатора (слева) видны сферолиты. При скрещенных николях (справа) каждый сферолит выглядит как одно зерно.  
 б) Фенокристаллы калиевого полевого шпата (К—Fr), по периферии замещенного альбитом (Ab).

масса первого типа более распространена. Она состоит из совершенно округлых, соприкасающихся друг с другом сферолитов 0.08—0.1 мм в диаметре. В небольших промежутках между сферолитами находится немного хлорита.

Сферолиты обычно подвергались собирательной перекристаллизации. При скрещенных николях видно, что они уже не имеют характерного радиально-волокнистого строения, а приобрели вид крупных округлых зерен с распылчатыми очертаниями. Иногда каждый сферолит распадается на несколько неправильных зерен.

На то, что округлые зерна были когда-то настоящими сферолитами, указывает радиальное расположение пылевидных включений. Это отчетливо видно без анализатора (фиг. 20 а).

Таким образом, особенностью структуры описываемых пород является то, что она в сущности уже не сферолитовая. Ее можно назвать метасферолитовой, хотя обычно приставка «мета» употребляется для обозначения изменения под влиянием внешних факторов. Мишель Леви называл подобную структуру глобулярной (Structure globulaire), но этот термин не выражает связи с настоящими сферолитовыми структурами и поэтому неточен.

Исследования на универсальном столике показали, что округлые зерна в метасферолитовой основной массе являются чаще зернами одноосного минерала, т. е. кварца. Однако есть и такие, которые образованы из альбита.

Настоящие сферолиты с радиально-волокнистым строением находятся преимущественно в структурах второго типа, т. е. они вкраплены в фельзитовой основной массе. Их размеры неодинаковы — от 0.03 до 0.4 мм. Кератофиры, состоящие целиком из настоящих сферолитов, сравнительно редки. В них сферолиты образованы из волокон с отрицательным удлинением, т. е., повидимому, только из альбита. Для альбита, очевидно, характерна меньшая склонность к собирательной перекристаллизации.

Редкие мелкие микролиты альбита в сферолитовых кератофирах либо находятся между сферолитами вместе с хлоритом, либо образуют включения в последних.

### Кварцевые кератофиры

Кварцевые кератофиры выделены в отдельную группу потому, что все они представляют уже, несомненно, самые кислые породы рассматриваемой формации. Кроме того, их легко отличить от других кератофигов вследствие заметных макроскопически фенокристаллов темного стеклянноподобного кварца.

Кварцевые кератофиры слагают либо вертикальные и крутопадающие дайки, мощностью от 1—2 до 30—40 м, либо потоки и покровы, приуроченные к самым верхним горизонтам толщи эффузивных пород. Около Блявинского месторождения такие покровы редки, но они распространены около месторождения Яман-Гасы и в устье Блявы, где переслаиваются с туфами того же состава.

Во многих местах кварцевые кератофиры совершенно постепенно переходят в описанные выше кератофиры со сферолитовой основной массой. В последних иногда наблюдаются участки с фенокристаллами кварца.

**Фенокристаллы.** Порфирированных вкрапленников в кварцевых кератофирах больше, чем в предыдущих породах. Они представлены главным образом фенокристаллами кварца. Вкрапленников альбита и здесь немного.

Фенокристаллы кварца, обычной для кислых эффузивных пород бипирамидальной формы, всегда более или менее оплавлены и часто имеют характерные «бухточка» и другие подобные им формы корродированных кристаллов. Размеры кварцевых вкрапленников колеблются от 0.2 до 3—4 мм, но преобладают вкрапленники в 0.5—1.0 мм. Мелкие вкрапленники иногда имеют хорошо образованные формы и мало оплавлены, иногда они являются остатками более крупных фенокристаллов.

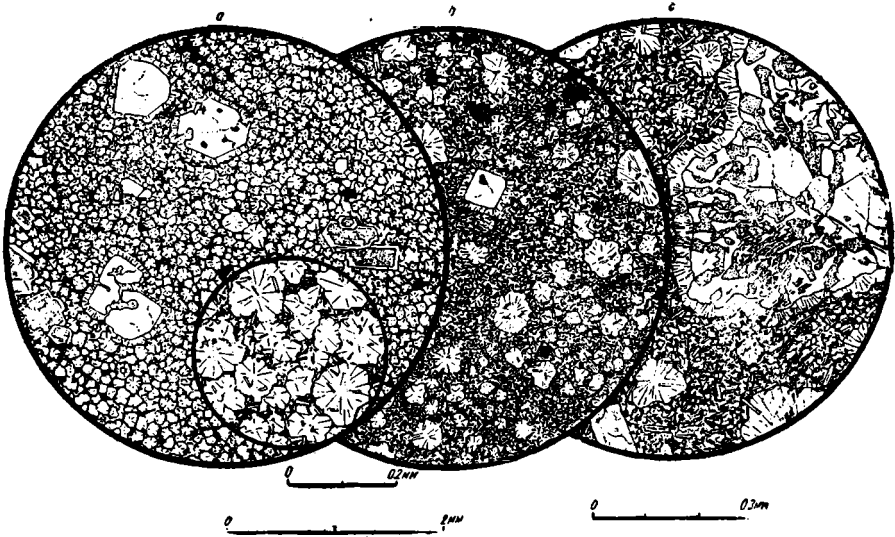
В породах со сферолитовой основной массой вокруг фенокристаллов кварца всегда наблюдается сферолитовая каемка.

Фенокристаллы полевого шпата представляют таблички 0.3—0.7 мм длиной. Они обычно образуют гломеропорфирированные сростки и не оплавлены. Нет и сферолитовой каемки вокруг них. Полевой шпат — слегка пелитизированный альбит, обычно без полисинтетических двойников. Измеренный в двух вкрапленниках показатель преломления  $N_m = 1.536 \pm 0.002$ . Максимальное погасание в зоне  $\perp (010) = 15—20^\circ$ .

В некоторых вкрапленниках альбит образует только каемки, в то время как центральные части образованы из более пелитизированного полевого шпата с меньшим, чем у альбита, показателем преломления. Это, повидимому, калиевый полевой шпат, который отмечался и у предыдущих пород.

Иногда наблюдаются гломеропорфировые сростки фенокристаллов кварца и полевого шпата. Срастаясь, они прорастают друг друга так, как это часто бывает в микропегматитовых структурах. В некоторых шлифах отдельные фенокристаллы кварца почти отсутствуют, а вместо них находятся многочисленные крупные (до 2 мм) округлые участки микропегматита, окруженные точно такой же сферолитовой каемкой, какая наблюдается вокруг отдельных фенокристаллов кварца (фиг. 21 с). Это указывает на то, что образование микропегматита здесь происходило до кристаллизации основной массы.

Кроме кварца и полевого шпата в виде вкрапленников иногда встречаются чешуйки биотита, частично или полностью разложенного в хлорит.



Фиг. 21. Кварцевые кератофиры.

а) Основная масса состоит целиком из одинаковых сферолитов (в малом кружке эти сферолиты при большом увеличении). Сферолитовые каемки вокруг фенокристаллов кварца (основная масса состоит из фельзитового агрегата и отдельных, различных по величине сферолитов). б) Вкрапленник «микропегматита» в кварцевых кератофирах из окрестностей месторождения Яман-Гасы. Сферолитовая каемка вокруг этих оригинальных образований.

**Основная масса.** В отношении структуры и состава основной массы кварцевые кератофиры не отличаются от предыдущих пород. Основная масса у них также либо фельзитовая, переходящая в микроаллотриоморфнозернистую, либо сферолитовая и метасферолитовая. Также как и у предыдущей группы, сферолитовые структуры встречаются значительно чаще, чем фельзитовые. У некоторых кварцевых кератофиров основная масса в меньшей степени подверглась собирательной перекристаллизации и образована из настоящих сферолитов с радиально-волоконистым строением. Иногда вокруг настоящих сферолитов наблюдается каемка альбита или кварца с одновременным угасанием. Это, по видимому, результат частичной собирательной перекристаллизации.

Между сферолитами в тех случаях, когда они плотно прилегают друг к другу (фиг. 21 а), находится немного хлорита. Микролитиков альбита здесь почти нет. В породах, в которых сферолиты редко распределены в основной массе (фиг. 21 б), последняя состоит из аллотриоморфных зернышек кварца и полевого шпата, чешуек хлорита и небольшого количества микролитиков альбита.

## Химический состав кератофиров

Представление о химическом составе всех разновидностей кератофиров дают анализы таблицы 6.

Таблица 6

### Химический состав кератофиров

Компоненты	9		10		11		12		13	
	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.	Вес. %	Мол. кол.
SiO <sub>2</sub>	68.94	1147	75.26	1253	76.45	1273	76.72	1277	77.20	1285
TiO <sub>2</sub>	0.45	006	0.30	004	0.30	004	0.26	004	0.22	003
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.35	131	13.15	129	10.71	105	12.68	125	12.64	124
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.17	020	1.69	011	2.34	014	1.25	008	1.92	012
FeO	1.73	024	0.86	012	1.45	020	0.43	006	0.28	004
MnO	0.06	001	0.07	001	0.06	011	0.02	—	—	—
MgO	1.47	036	0.53	013	1.18	030	0.49	012	0.04	001
CaO	1.11	020	0.50	009	0.42	007	-0.32	005	0.12	002
Na <sub>2</sub> O	5.64	091	6.18	100	5.24	084	6.58	106	5.81	0.94
K <sub>2</sub> O	1.19	013	0.20	002	0.24	002	0.26	033	1.00	0.11
H <sub>2</sub> O + 110°	1.85	—	0.98	—	1.28	—	0.29	—	0.24	—
H <sub>2</sub> O - 110°	0.90	—	0.52	—	0.57	—	0.90	—	0.40	—
Сумма . . .	99.86		100.24		100.24		100.20		99.87	

### Числовые характеристики А. Н. Заварицкого

	9	10	11	12	13
<i>a</i>	13.8	13.3	11.0	14.0	13.6
<i>c</i>	1.3	0.6	0.4	0.3	0.1
<i>b</i>	7.4	4.3	5.8	3.2	3.0
<i>s</i>	77.5	81.8	81.8	82.5	83.3
<i>n</i>	87	98	98	97	90
<i>j'</i>	59	53	54	44	61
<i>m'</i>	33	20	33	24	2
<i>c'</i>	6	27	13	32	37

9. Кератофир без вкрапленников кварца с микропйклитовой основной массой, обр. 26. Из статьи А. Н. Заварицкого (1).

10. Кварцевый кератофир со сферолитовой основной массой, обр. 18. Из статьи А. Н. Заварицкого (1).

11. Кератофир без вкрапленников кварца со сферолитовой основной массой, обр. 19/15/1934 г. Окрестности д. Херсонки. Анализ выполнен в лаб. ЦНИГРИ.

12. Кератофир без вкрапленников кварца с пилотакситовой основной массой, обр. 37/15/1934. Окрестности д. Херсонки.

13. Кварцевый кератофир с фельзитовой основной массой, обр. 16 в. Из статьи А. Н. Заварицкого (1).

Из рассмотрения этих данных можно сделать следующие выводы:

1. Кварцевые кератофиры (10, 13) по химическому составу близки к среднему типу риолитов по Дэли, но отличаются от него меньшим содержанием полевошпатовой извести (*c*), значительно большим отношением Na<sub>2</sub>O : K<sub>2</sub>O (*n*) и немного большим содержанием глинозема в составе фемических компонентов (*a'*).

2. Кератофиры без вкрапленников кварца не отличаются (12) или мало отличаются (9, 11) от кварцевых кератофиров. Повышенное содержание фемических компонентов (*b*) и меньшее содержание глинозема в составе последних (*a'*), позволяют сравнивать некоторые из них

(9, 11) с дацитами, от которых они отличаются так же, как кварцевые кератофиры отличаются от риолитов.

3. Описанный выше роговообманковый порфирит по химическому составу близок к кератофирам, но отличается от них значительно большим содержанием полевошпатовой извести (6) и присутствием извести в составе фермических компонентов (с').

Роговообманковый порфирит по химическому составу отличается от кератофиров примерно так же, как диабаз (1, стр. 31) от спилита (2). Это подтверждает предположение, что часть кератофиров образовалась из роговообманковых порфиритов в результате их автотаморфизма (альбитизации).

## Глава 6

### ОБЛОМОЧНО-ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ

Обломочно-вулканические породы описываемой формации представлены преимущественно аггломератами или вулканическими брекчиями. В крупных эксплозионных обломках и бомбах этих брекчий находятся описанные уже породы. Поэтому здесь вместе с менее распространенными мелкообломочными породами рассматривается только туфовый цемент этих аггломератов.

#### Туфы роговообманковых порфиритов

Туфовый материал, имеющий состав описанных выше роговообманковых порфиритов (стр. 36), образует цемент у большинства аггломератов, несмотря на то, что в крупных обломках чаще встречаются кератофиры. Количество этих обломков иногда уменьшается, и аггломераты переходят в однородные туфы. В обнажениях это большей частью сильно разложенные полурыхлые породы с многочисленными жилками кальцита и пренита. В менее разрушенных, плотных туфах ясно видна обломочная структура; различимы отдельные обломки темной основной массы, фенокристаллов белого полевого шпата и черной роговой обманки. Под микроскопом видно, что эти породы в большинстве случаев являются литокластическими туфами, так как состоят главным образом из обломков основной массы порфиритов. Последняя в этих обломках мало отличается от основной массы роговообманковых порфиритов из крупных эксплозионных глыб или отдельных потоков. Она, повидимому, была более стекловатой, судя по тому, что в ней больше выделяются микролитики альбита и наблюдаются следы перлитовой текстуры (фиг. 22). Сейчас она полностью раскристаллизована в микрофельзитовый агрегат полевого шпата, кварца и относительно большого количества хлорита. Часто в обломках вместе с основной массой находятся заключенные в ней фенокристаллы зонального основного или частично альбитизированного плагиоклаза, бурой роговой обманки и моноклинного пироксена. Обломки фенокристаллов встречаются редко. В обломках основной массы находятся зерна магнетита и многочисленные призмочки апатита.

Размер обломков в описываемых туфах различен, но преобладают обломки в 1—2 мм. Цемент пепловый с пелитовой структурой. Хлорита в нем меньше, чем в обломках.

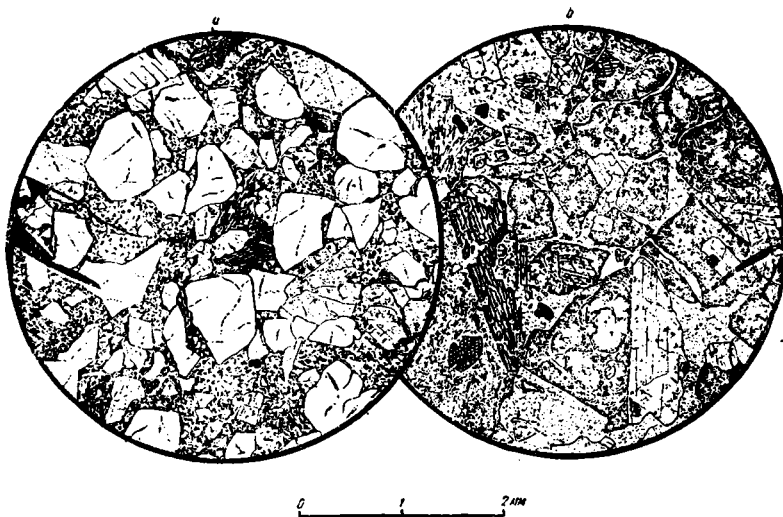
#### Туфы кератофиров

Среди туфов кератофирового состава различаются: 1) литокластические туфы, состоящие из обломков основной массы кератофиров с микролитовыми структурами, 2) литокластические туфы, состоящие из

обломков сферолитовой и фельзитовой основной массы кварцевых кератофиров, и 3) кристаллические туфы, состоящие из обломков фенокристаллов кварца и полевого шпата.

Туфы, состоящие из обломков кератофиров с микролитовыми структурами, так же разнообразны, как и лавы этого же типа. В одних преобладают обломки микропойкилитовой основной массы, в других — больше обломков с пилотакситовой структурой. Обломки фенокристаллов встречаются редко. Таблички альбита иногда находятся в обломках основной массы. Несколько неожиданным оказалось присутствие в этих туфах редких обломков фенокристаллов пироксена и бурой роговой обманки.

Литокластические туфы кварцевых кератофиров в некоторых местах очень распространены. Первичные обломочные структуры этих



Фиг. 22.

*а)* Кристаллический туф кварцевых кератофиров. Обломки фенокристаллов кварца (белое) и полевого шпата (точки). *б)* Литокластический туф роговообманкового порфира. Обломки фельзитовой основной массы со следами перлитовой текстуры (внизу) и фенокристаллами плагиоклаза и роговой обманки.

пород часто почти не сохраняются. Пелитовый и псаммитовый материал, состоящий главным образом из обломков сферолитов основной массы, подвергся в этих случаях собирательной перекристаллизации и превратился в агрегат мелких неправильных зернышек кварца и альбита.

Граница между более крупными обломками и цементирующим их материалом при этом исчезает. Следы перлитовой отдельности в более крупных обломках наблюдаются довольно часто.

Кристаллические туфы кварцевых кератофиров менее распространены, чем предыдущие породы. Они состоят уже на две трети из остроугольных, различных по величине обломков фенокристаллов кварца и полевого шпата (фиг. 22 а). Полевой шпат обычно альбит, сильно пелитизированный и испещренный чешуйками серицита. Иногда в обломках можно узнать калиевый полевой шпат. Между обломками встречается пелитовый материал с относительно большим количеством хлорита.

Туфы кварцевых кератофиров слагают обычно отдельные слои и прослойки в толще кератофиров. В цементе аггломератов туфовый материал этого состава не встречался.



## Туфы спилитов и спилитовых порфиритов

Мелкообломочные породы основного состава встречены всего в двух-трех местах. Это плотные, темные породы, обломочная структура которых макроскопически неразличима.

Под микроскопом видно, что эти породы состоят из обломков спилитов и спилитовых порфиритов в различных количественных соотношениях. Обломки спилитов представлены кусочками основной массы с вариолитовой, реже микролитовой структурой. Обломки спилитовых порфиритов представлены кусочками типичной пилотакситовой или сильно разложенной гялопилитовой основной массы. Обломки крупных зерен плагиоклаза и пироксена встречаются постоянно, но в очень небольших количествах.

## Слоистые туфы и туффиты

Во многих местах в кератофировых аггломератах встречаются прослойки плотных, явно слоистых пород. Мощность этих прослоек обычно измеряется сантиметрами, но изредка она достигает 0.8—1.0 м. Некоторые прослойки не имеют видимой верхней границы и прослеживаются на протяжении всего нескольких метров. Здесь слоистые туфы совершенно постепенно переходят в лежащие на них массивные туфы и аггломераты. В других случаях прослойки резко выделяются среди вмещающих их аггломератов: слагающие их слоистые породы обычно более темные, и прослойки прослеживаются на сотни метров даже при мощности их всего в несколько сантиметров.

Слоистость в описываемых породах выражается в чередовании плотных, либо более темных и более светлых, либо более и менее плотных. Под микроскопом слоистые туфы из нерезко выделяющихся прослоек имеют тот же состав, что и туфовый цемент вмещающих их аггломератов. Обращает на себя внимание лишь исключительное постоянство размеров обломков (0.3—0.4 мм или 0.8—1.0 мм) и ориентированность удлиненных обломков по слоистости. Обломки представлены обычно кусочками фельзитовой основной массы и сцементированы часто кальцитом.

В резко обособленных прослойках встречаются породы туфового облика, но, повидимому, со значительным количеством обычного кластического материала. Здесь преобладают обломки фенокристаллов кварца и альбита.

Эти породы, повидимому, относятся уже к туффитам, которые отлагались на аггломератах во время непродолжительных перерывов вулканической деятельности. Их следует рассматривать вместе с нормальными осадочными породами — кремнистыми сланцами и радиоляриевыми яшмами, широко развитыми в районе.

## ЧАСТЬ III

### ПРОБЛЕМА СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ

#### Глава 7

#### ИСТОРИЯ И ЗНАЧЕНИЕ ПРОБЛЕМЫ СПИЛИТОВ

Изучение спилитов как горных пород определенного типа начинается с работ английских геологов в конце прошлого столетия. Термин «спилит» появился еще в домикроскопический период развития петрографии (Броньяр, 1827), но тогда он имел лишь структурный смысл. Спилитами называли афанитовые разновидности разрушенных зеленокаменных пород диабазового состава (greenstones).

Английские геологи, описывая вулканические породы юго-западной Англии, впервые употребили этот термин в том смысле, в котором он употребляется и теперь. Прежде всего привлекло к себе внимание то, что спилиты, во многом очень похожие на базальты, имеют вместо основного плагиоклаза альбит. Поэтому спилиты стали рассматривать как петрографическую разновидность основных эффузивных пород наравне с базальтами, диабазами и т. д.

В 1911 г. Х. Дьюи и Ж. Флетт (28) в своей классической статье не только отчетливо определили эти породы в петрографическом смысле, но и впервые высказали соображения об их генезисе. Их представления, что спилиты образовались в результате автометаморфических процессов, придерживается большинство геологов и в настоящее время.

Отмеченная Х. Дьюи и Ж. Флеттом ассоциация английских спилитов с другими более кислыми породами позволила им впервые высказать предположение о существовании особой спилитовой формации (spilite suite), сравнимой по своему значению с «атлантической» и «тихоокеанской» сериями горных пород.

Дальнейшее развитие проблемы спилитов находим в работах А. Уэлса (41). Соглашаясь со взглядами Х. Дьюи и Ж. Флетта в отношении спилитов, А. Уэлс уделяет много внимания кислым членам спилитовой формации — кератофирам. Термин «кератофир» впервые введен Гюмбелем в 1874 г. для интрузивных пород щелочного типа. Позднее Лоссен (1881) применял это название для аналогичных пород, но только богатых натром. Розенбуш еще более сузил смысл термина, называя кератофирами палеотипные эффузивные породы, богатые натром и имеющие облик щелочных пород, в частности, пород с щелочным цветным минералом. Это определение Розенбуша вошло в учебники петрографии, получило широкое распространение и сохранилось до настоящего времени. В работе А. Уэлса кератофиры впервые определены как члены спилитовой формации. С того времени кератофирами стали называться альбитизированные нормальные эффузивные породы кислого и среднего состава. Генетическая связь кератофиров или «натровых риолитов» Х. Дьюи и Ж. Флетта со спилитами стала более понятной.

В дальнейшем проблему спилитов затрагивали различные петрографы. В. Бенсон (50—53), описывая спилиты Австралии, отметил, что разложенность, считающаяся обязательным признаком этих пород, у некоторых отсутствует. Сделанный им отсюда вывод о выделении альбита непосредственно из расплава с современной точки зрения нельзя считать обоснованным, но он имел большое значение для дальнейшего развития спилитовой проблемы. Н. Сундиус, считавший вначале (1915) альбит в спилитах Кируны образовавшимся в результате регионального метаморфизма (92), присоединился позднее (1930) к мнению В. Бенсона и попытался обосновать его (97). С другой стороны, П. Эсколя в 1925 г. (81) присоединился к взглядам Х. Дьюи и Ж. Флетта относительно метасоматического происхождения альбита, хотя и отрицал генетическую связь спилитов с другими породами, т. е. существование особой спилитовой формации.

Позднее (1938) в подтверждение своих взглядов П. Эсколя проделал ценные экспериментальные исследования по альбитизации основного плагиоклаза (156).

Того же мнения о метасоматическом происхождении альбита придерживаются также Г. Бесков (101) и Ж. Джилюли (110), хотя в противоположность Х. Дьюи, Ж. Флетту и П. Эсколя они не считают альбит автометаморфическим образованием. По мнению Г. Бескова источником натра явилась морская вода, поскольку излияния спилитов про-

исходили в подводных условиях. Ж. Джилюли связывает метаморфизм с интрузией гранитов.

То, что спилиты являются эффузивными породами, установлено в самом начале их изучения. В. Бенсон, а затем П. Эсколя ввели понятие «интрузивный спилит», допуская пластовые залежи и дайки этих пород на небольшой глубине.

В работе Ф. Ю. Левинсон-Лессинга и Е. К. Дьяконовой-Савельевой (60) впервые отмечена необходимость выделения из группы кератофиров более основных пород, аналогичных андезитам нормального известково-щелочного ряда. Интересны в этой работе и описания явлений альбитизации плагноклаза.

Значение спилитов после работ всех указанных авторов достаточно оценено европейскими петрографами. В Америке же долгое время не только не признавали существования особой спилитовой формации, но считали даже излишним выделение спилитов как петрографической разновидности. Р. Дэли, Льюис и другие американские петрографы отождествляли понятие «спилит» и «измененный базальт» («метабазальт»). Лишь сравнительно недавно в американской литературе появились работы, авторы которых начинают придерживаться точки зрения англичан.

Особенно ценной является работа Ж. Джилюли в 1937 году (110) о кератофирах Орегона, в которой кроме описания этих интересных пород подведены итоги многолетним обсуждениям спилитовой проблемы.

В этой работе определена сущность проблемы. Главными Ж. Джилюли считает три вопроса: 1) являются ли спилитовые породы производными нормальной щелочноземельной магмы, как это думали Р. Дэли, Н. Сундиус (1915), П. Эсколя и Г. Бесков, или они получились из особой, спилитовой магмы согласно взглядам Х. Дьюи, Ж. Флетта, П. Гейера, Р. Уэльса, Х. Баклунда и Н. Сундиуса (1930); 2) определяется ли натровый характер пород магмой, как это думали Х. Дьюи и Ж. Флетт, Р. Дэли, П. Гейер, Р. Уэльс, Х. Баклунд, Н. Сундиус (1930) и П. Эсколя, или он обусловлен внешними факторами, согласно взглядам П. Термье, Н. Сундиуса (1915), Г. Бескова и самого Ж. Джилюли; 3) образовался ли альбит путем кристаллизации из расплава, как утверждал В. Бенсон, Н. Сундиус (1930), а для более кислых пород — и Х. Дьюи, Ж. Флетт, П. Гейер, Р. Уэльс, Г. Бесков и Х. Баклунд, или он возник исключительно в результате метасоматического замещения другого полевого шпата согласно Р. Дэли, Н. Сундиусу (1915), П. Эсколя, а для более основных пород — и остальным.

Из этого определения спилитовой проблемы следует, что она отчасти совпадает с проблемой альбитизации плагноклаза в эффузивных породах.

С точки зрения современной петрологии уже недостаточно знать, первичен ли или вторичен альбит в спилитовых породах и каков источник натрия, идущего на его образования. Необходимо хотя бы частично выяснить физико-химические условия процесса альбитизации и те причины, которые ее вызывают.

Альбитизация, как и многие другие постмагматические процессы, развиты в изверженных породах более широко, чем обычно думают. К сожалению, этот процесс еще мало изучен. Наблюдения над породами спилито-кератофировых формаций могут дать большой и ценный материал для его выяснения.

Вопрос об отношении спилитовых пород к породам нормального и щелочного ряда и вопрос о существовании спилитовой магмы также имеют большое значение в петрологии.

## ОБЗОР ГЛАВНЕЙШИХ СПИЛИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

Сравнение изученной спилито-кератофировой формации с другими аналогичными формациями земного шара необходимо как для обоснования употребляемых в этой работе названий горных пород, так и для выяснения особенностей спилитов вообще. Только после рассмотрения всего фактического материала о спилитах можно решать те или иные вопросы спилитовой проблемы.

Полную сводку по спилитам дать невозможно. Не все породы, описанные в литературе под названием «спилит», действительно являются таковыми, и, наоборот, не все настоящие спилиты описаны под этим названием. Это вынуждает ограничиться главнейшими и несомненными спилитовыми формациями Англии, Австралии, Фенноскандии, Крыма, Мугуджар и некоторых других мест.

### Спилито-кератофировые формации Англии

В Англии различаются две самостоятельные спилитовые формации: 1) получившие мировую известность ордовичские (кембро-силурийские) шаровые лавы юго-западной Англии и 2) мало распространенные докембрийские спилиты. Известны еще «спилитовые породы» среди базальтов каменноугольного возраста (148).

Докембрийские спилиты в литературе не рассматривались отдельно, хотя по условиям залегания и петрографическим особенностям они отличаются от ордовичских спилитов. Развиты они лишь в самых западных частях Англии: на острове Энглезе, полуострове Лэйн (Карна-воншир) и в Пемброкшире.

Вместе с обломочно-вулканическими породами, кварцитами и яшма ми они составляют так называемый монокомплекс, лежащий на самых древних породах в Англии — льюисских гнейсах.

Спилиты находятся в виде шаровых лав, пласты которых падают круто или стоят на головах. Подушечное сложение в них, однако, хорошо сохранилось, и лишь местами подушки деформированы (14).

Петрографическое описание пород очень краткое. Указывается, что пироксен в них большей частью разложен. Совершенно отсутствуют псевдоморфозы по оливину. Распространены вариолитовые разновидности, подробно описанные К. Райзин (10). Эти породы похожи на вариолитовые афаниты из краевых частей подушек шаровых лав Блявы. Присутствуют туфы кератофиров, но они, как и другие кислые породы, являются редкими среди докембрия Англии.

В некоторых местах спилиты сильно метаморфизованы и превращены в зеленокаменные метаморфические сланцы, хотя вообще в докембрийских спилитах Англии метаморфизм проявляется слабо, несмотря на сильно нарушенное залегание толщ.

Ордовичские шаровые лавы и сопровождающие их породы распространены главным образом в Корнуоле, Девоне и Уэльсе. Кроме того, нижнепалеозойские вулканические породы известны на восточном побережье Ирландии и в некоторых районах Шотландии. Таким образом, область распространения интересующей нас формации довольно обширна.

Условия залегания пород в разных местах различны, но в большинстве случаев толщи находятся в относительно слабо нарушенном залегании, образуя пологие складки. Часто можно видеть почти горизонтально лежащие подушки шаровых лав, совершенно такие же, как и на Бляве.

В некоторых районах Уэльса (43) шаровые лавы встречаются и в нарушенном залегании, с углом падения до 50°.

Стратиграфический разрез вулканических толщ в разных местах также различен. Эффузивные и обломочно-вулканические породы переслаиваются с кремнистыми сланцами, радиоляриевыми яшмами, граптолитовыми сланцами и другими нормальными осадками.

Начало вулканической деятельности в северном Уэльсе имело место в тремадоке, в более южных районах позднее. Верхняя граница вулканических толщ в разных местах различна. По сравнению со спилитами Блявы описываемые породы Англии немного древнее.

Подводный характер излияний большей части английских спилитов несомненен, на это указывают прослой радиоляриевых яшм и других морских отложений. Однако для вулканического комплекса Скомер в Уэльсе (30) допускается наземное образование. Относительно глубины морского бассейна мнения расходятся; в Англии, так же, как и на Бляве, нет определенных признаков, указывающих на его глубину.

В некоторых районах Уэльса в толщу вулканических пород интродированы основные и ультраосновные породы, что наблюдается и на Бляве.

Шаровые лавы Англии морфологически тождественны шаровым лавам Блявы. Здесь тоже наблюдались и крупные (до 1.0—1.5 м) и мелкие (0.15—0.30 м) подушки с различной степенью обословленности. Коегде имеются постепенные переходы шаровых лав в аггломераты или так называемые «спилитовые брекчии», в которых отдельные подушки находятся в туфовом цементе.

Шаровые лавы сложены спилитами, преобладающими среди пород рассматриваемой формации. Кератофиры известны во многих местах, и особенно широко распространены обломочно-вулканические породы кератофирового состава («вулканические брекчии»). Иногда эти породы вместе с кератофирами даже преобладают над спилитами.

Петрографическое описание пород рассматриваемой формации в литературе недостаточно полное. Существует несколько типов спилитов. Известны породы с буроватым пироксеном и «субвариолитовыми» структурами. Они отвечают спилитам из окрестностей Блявинского месторождения. Пироксен в ордовичских спилитах Англии более или менее сохранился. Наблюдались и псевдоморфозы по оливиному. Плаггиоклаз у большей части пород — альбит. Диабазы с основным плагиоклазом, ассоциирующие с типичными спилитами, описаны в немногих и только самых новых работах. В старых сводках Х. Дьюи и Ж. Флетта и А. Уэлса такая ассоциация отрицалась. Среди спилитов Айршайра неальбитизированные породы встречены в обломках аггломератов. Здесь они рассматриваются как породы, из которых образовались спилиты («pre-spilite»).

Породы среднего состава в литературе не упоминаются, но судя по химическим анализам (см. ниже стр. 66) и некоторым описаниям такие породы здесь имеются.

Кератофиры Англии в литературе почти не описаны. В старых работах они большей частью называются риолитами, натровыми фельзитами и т. д. В целом ордовичская спилито-кератофировая формация Англии походит на формацию Блявы более, чем какая-либо другая.

### Спилиты и кератофиры Австралии

В Австралии интересующие нас породы известны в северо-восточной части Нового Южного Уэльса, в 400 км к северу от Сиднея. Они находятся в свите кремнистых сланцев, радиоляриевых яшм и коралловых известняков среднедевонского возраста. Эта свита вместе с дру-

гими палеозойскими отложениями, согласно на нее налегающими, собрана в складки. В складчатый комплекс интродуцируют ультраосновные и основные породы среднекаменноугольного возраста.

Распространенные здесь шаровые лавы такие же, как на Бляве и в Англии. Иногда отдельные подушки или несколько подушек заключены в массе кремнистого сланца. Такие шаровые лавы В. Бенсон (50) рассматривает как пластовые интрузии в неотвердевший морской ил. Возможно, что это так, но не исключена и возможность одновременного отложения лавы и кремнистого вещества. Часть спилитов и более кислые породы находятся в виде потоков и дайк, но данных об их размерах и формах не приводится. В некоторых дайках спилита наблюдалось подушечное сложение.

Присутствие кораллового известняка в спилитах Австралии указывает на мелководные условия их излияния.

Туфы и другие обломочно-вулканические породы мало распространены.

Среди эффузивных пород различаются долериты, спилиты, вариолиты, кератофиры и магнетитовые кератофиры. Основные породы почти не отличаются от спилитов Блявы. Они состоят из плагиоклаза, моноклинного пироксена и хлоритового мезостазиса. Плагиоклаз обычно полностью альбитизирован. В. Бенсон определил его как олигоклаз, но это определение требует проверки. Основной плагиоклаз наблюдался в одном случае. Пироксен иногда свеж, иногда частично разложен в хлорит, эпидот и уралит. Наблюдалась псевдоморфозы по оливину и серпентиноподобного минерала («боулингита»). В некоторых долеритах интерстиции заполнены кварцем и микропегматитом. В миндалинах кроме обычных минералов — хлорита, кварца и кальцита — встречается аксинит.

Вариолиты Австралии походят на аналогичные породы Блявы и Ялгубы. Обычно это вариолитовые афаниты, но есть и настоящие вариолиты с вариолями и междувариолиевой массой.

Среди кератофиров существует много разновидностей. Некоторые из них, несомненно, относятся к породам среднего состава и отвечают спилитовым порфиристам Блявы. Они имеют пилотакситовую основную массу и вкрапленники альбита и пироксена. В других в основной массе много кварца. Из кератофиров Блявы на них походят разновидности с пилотакситовой микропайкилитовой основной массой. Некоторые австралийские кератофиры обогащены магнетитом. Это, по видимому, связано с процессами окисления лав и не имеет того значения, которое придает ему В. Бенсон (52).

Обломочно-вулканические породы состоят главным образом из обломков кератофиров.

### **Вулканические породы горы Карадаг в Крыму**

Эта спилито-кератофировая формация подробно описана Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой (60). Для сравнения со спилитами Блявы можно ограничиться главными ее особенностями.

В отличие от большинства спилитовых формаций вулканические породы Карадага сравнительно молодые. Вулканическая деятельность начинается в конце средней юры и продолжается до конца верхней.

Спилитовые породы встречаются вместе с более молодыми липаритами и базальтами. Геологическая самостоятельность этих двух формаций определена. Толщи спилитовых пород находятся в сильно нарушенном залегании, пласты имеют крутое падение, иногда поставлены на голову. Липариты и базальты образуют дайки и нэки, секущие спилиты и кератофиры, а иногда несогласно перекрывают последние.

Такая ассоциация спилитов с нормальными породами интересна для выяснения самостоятельности спилитовых формаций вообще.

Формы экструзивных тел спилитовых пород на Карадаге сохранились лучше, чем на Бляве. Спилиты находятся преимущественно в виде типичных шаровых лав. Более кислые породы образуют отдельные потоки, дайки и нэки. Излившиеся породы сопровождаются большим количеством аггломератов, туфов, туффитов и глинистых сланцев. В аггломератах Карадага была найдена морская фауна.

Вулканические извержения, очевидно, происходили в подводных условиях, так же как на Бляве и в других областях распространения спилитов.

Петрографическое описание вулканических пород Карадага является лучшим из всех описаний спилитов и кератофиров. Типичные спилиты имеют здесь подчиненное значение. Кроме того, многие породы, названные Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой спилитами, походят на спилитовые порфириды Блявы. Химические анализы этих пород показывают, что они действительно более кислые, чем типичные спилиты.

Породы среднего состава на Карадаге преобладают над остальными, и в этом главное отличие рассматриваемой формации от других и, в частности, от формации Блявы. К этим породам следует отнести те, которые названы Ф. Ю. Левинсон-Лессингом кератоспилитами, а также и большую часть кератофиров (так называемые кератофириды).

Все они имеют порфиристую структуру с пилотакситовой («трахитовой») основной массой, в которой стекло полностью превращено в агрегат хлоритовых минералов. Плагноклаз во вкрапленниках иногда альбитизирован частично («пятнистые полевые шпаты»), причем альбитизация захватывает главным образом центральные части фенокристаллов. Поэтому иногда вокруг альбита наблюдались каемки лабрадора. Совершенно такие же явления наблюдались и в породах Блявы (фиг. 19).

Характерна и хлоритизация фенокристаллов плагноклаза. Пироксен образует редкие вкрапленники.

Кислые породы рассматриваемой формации Ф. Ю. Левинсон-Лессинг называет оксикератофирами. По составу они близки к кварцевым кератофирам, но избыточный кремнезем в них находится не в виде фенокристаллов кварца, а в основной массе. Отличить настоящие кератофиры от этих пород и от пород среднего состава на Карадаге, по видимому, так же трудно, как на Бляве. Настоящие кварцевые кератофиры на Карадаге редки, чего нельзя сказать про аналогичные породы Блявы.

Основная масса кератофиров Карадага имеет фельзитовую и иногда пилотакситовую структуру («палеотрахитоидный облик основной массы»). Распространенные на Бляве сферолитовые структуры здесь неизвестны.

Во вкрапленниках находится помутневший (буроватый) альбит, который, однако, рассматривается как первичный. Встречаются и пятнистые полевые шпаты, т. е. частично альбитизированный плагноклаз и калиевый шпат (60, стр. 52). Последний иногда наблюдается во вкрапленниках, иногда устанавливается лишь по повышенному содержанию кали в химическом составе породы. Это так называемые палеолипариты Карадага.

Рассмотренная формация развита не только на горе Карадаг — аналогичные породы можно встретить и в западной части южного побережья Крыма в районах мыса Фиолента, Лимен и др. Но здесь эти породы мало изучены и сравнение их со спилитами Блявы не дает ничего нового.

## Спилито-кератофировая формация Мугоджар

Эта формация в течение нескольких последних лет детально изучается А. А. Чумаковым (66—69). Окончательные результаты его исследований пока не опубликованы, но уже из предварительных сообщений особенностью формации ясны.

Возраст мугоджарских спилитов определяется как нижне- и верхнесилурийский; кератофиры относятся уже к нижнему и среднему девону. Между образованием спилитов и кератофиров А. А. Чумаков (68) допускает некоторый перерыв, во время которого интродировали габбродиориты и плагиограниты. Однако доказательства того, что эти интрузивные породы древнее кератофиров, в его работах (66—69) не приводятся. Есть только указания, что некоторые габбро (по А. А. Чумакову — другой, эмбинский тип) моложе кератофиров. Таким образом, возможно, что в Мугоджарах породы спилитовой формации относятся к основным интрузивным породам так же, как и на Бляве. Интрузии ультраосновных пород в Мугоджарах неизвестны.

Стратиграфический разрез толщи вулканических пород тот же, что и на Бляве, т. е. основные породы слагают нижние горизонты, а в верхних находятся средние и кислые породы. Вулканические породы переслаиваются с радиолярными яшмами и кремнистыми и граптолитовыми сланцами.

Залегание пород в Мугоджарах более нарушенное, чем на Бляве. Обычный угол падения 50—70°. Местами спилиты рассланцованы.

Широко распространены типичные шаровые лавы с обособленными подушками, между которыми иногда находится туфовая или кремнистая масса. Отдельные подушки имеют концентрические вариолитовые и пузыристые зоны, причем в отличие от шаровых лав Блявы центральная часть подушек более пористая.

Среди спилитов много структурных разновидностей — от среднезернистых диабазов до стекол. Вариолиты и стекловатые разновидности в Мугоджарах более распространены, чем на Бляве. Известны целые горизонты стекловатых пород мощностью более 1 м. Характерно, что стекло в некоторых местах хорошо сохранилось и по виду мало чем отличается от новейших базальтовых стекол (69). Химический анализ мугоджарского стекла показывает, что оно имеет тоже базальтовый состав (69), т. е. не подвергалось альбитизации.

Переходы спилитов в неальбитизированные породы в Мугоджарах наблюдаются так же часто, как и на Бляве. Известны и остатки лабрадора в лейстах альбита.

В некоторых спилитах встречается уралитовая роговая обманка, образовавшаяся на месте пироксена и стекла.

Порфиры Мугоджар представляют иногда спилиты с порфировыми выделениями пироксена, но большей частью это породы среднего состава, отвечающие спилитовым порфиритам Блявы. Во вкрапленниках обычен альбит, иногда встречается зональный андезин.

Кислые породы Мугоджар представлены как кварцевыми, так и кварцсодержащими кератофирами (кварцевыми порфирами, альбитофирами и ортофирами). Кварцевые кератофиры такие же, как и на Бляве. Основная масса в них либо фельзитовая, либо сферолитовая. Вокруг вкрапленников кварца сферолитовая каемка (66, табл. XII). Встречаются и микропегматитовые вкрапленники (66, табл. X).

«Альбитофиры» имеют фельзитовую и андезитовую или пилотакситовую основную массу. Во вкрапленниках иногда встречается калиевый полевошпат.

Обломочно-вулканические породы в Мугоджарах менее распространены, чем на Бляве.



В целом спилитовые породы Мугоджар близки к спилитам и кера-тофирам Блявы. Возможно, что это породы одной формации, так как, проследивая распространение спилитов к югу от Блявы, мы непосредственно переходим в область распространения спилитов Мугоджар.

### Спилиты Карелии и Кольского полуострова

Зеленокаменные породы в Карелии занимают обширную площадь на северо-западном побережье Онежского озера, в районе Сегозера, около селения Надвоицы, Шуозеро и к востоку от Ухты. На Кольском полуострове они образуют полосу от оз. Имандра к юго-востоку до верховьев р. Варзуги.

Все эти породы составляют одну формацию протерозойского возраста, образование которой происходило, по мнению В. М. Тимофеева (86) в два цикла. Более древними являются породы северных районов Карелии и Кольского полуострова («сегозерско-надвоицкий комплекс»), более молодыми — породы на побережье Онежского озера («суисарский комплекс»).

Условия залегания и стратиграфический разрез толщ вулканических пород в разных местах различен. В окрестностях Сегозера, Надвоицы и в других более северных районах толщи подверглись интенсивной складчатости. На побережье Онежского озера их можно встретить в слабо нарушенном залегании.

Преобладающей формой интрузивных тел являются шаровые лавы, указывающие на подводный характер излияний. Встречаются и мощные покровы и потоки, повидимому наземного происхождения. Шаровые лавы в неизменном виде наблюдались В. М. Тимофеевым (79, 86) на острове Сунсари. Морфологически они не отличаются от шаровых лав Блявы. Здесь наблюдается та же зависимость формы подушек от их размеров: подушки менее 1 м в диаметре почти шарообразны, более крупные имеют уже эллипсоидальную форму. Подушки обособлены здесь даже больше, чем на Бляве. Между подушками залегает туфовый материал или наблюдаются пустоты со сталактитами халцедона. Периферические части подушек образованы из менее раскристаллизованной породы (вариолитовые зоны). В тех случаях, когда между подушками находится туфовый материал, вариолитовые зоны очень широкие; в случае же отсутствия туфовой массы вместо этих зон наблюдается тонкая стекловатая оболочка. В. М. Тимофеев объясняет это более равномерным охлаждением лавы в туфах, чем в воде. Некоторые подушки имеют в центре крупные (до 0,3 м) пустоты. В сильно измененном состоянии находятся шаровые лавы около Надвоицы. Здесь пласты шаровых лав поставлены на голову, а подушки спрессованы и развальцованы до пластинок в несколько сантиметров толщиной. Такие «шаровые» лавы уже нельзя сравнивать со спилитами Блявы, но они близки к шаровым лавам докембрийских спилитов Англии.

Обычные лавовые потоки сохранились на побережье Онежского озера (78).

Эффузивные породы Карелии и Кольского полуострова переслаиваются с обломочно-вулканическими и осадочными, частично метаморфизованными породами. Это главным образом туфы, песчаники, кварциты и серицитовые сланцы.

Во многих местах вулканические породы подверглись сильному динамометеральному метаморфизму. Спилиты Сегозера, Надвоицы и других северных районов не сохранили своего первоначального облика и часто превращены в зеленые сланцы или амфиболовые, эпидотовые и другие метаморфические породы. Это затрудняет сравнение их со спилитами Блявы. Даже в наиболее сохранившихся спилитах Сегозера

широко развиты различные процессы вторичных изменений: эпидотизация, полная или частичная уралитизация пироксена, образование кристаллобластических структур и т. д., что совершенно не наблюдается в породах Блявы.

Спилиты с побережья Онежского озера изменены меньше. Они представлены многочисленными структурными разновидностями — «диабазами», «афанитами», «авгитовыми порфиритами», мандельштейнами, вариолитами и т. д. Все разновидности состоят из моноклинного пироксена, альбита и хлорита, но в отличие от спилитов Блявы в их основной массе часто присутствует уралит. В некоторых диабазх плагиоклаз не альбитизирован. Пироксен иногда бесцветен, иногда буроватый с  $2V = +50^\circ$ .

Структурных разновидностей спилитов в Карелии больше, чем на Бляве. Очень распространены породы с порфировой структурой («авгитовые порфириты»). Во вкрапленниках кроме пироксена встречаются псевдоморфозы по оливину. В миндалекаменных породах миндалины выполнены кальцитом, кварцем и хлоритом, а в некоторых суисарских спилитах халцедоном и шунгитом.

Распространенные в Карелии вариолиты получили мировую известность (72). Как отмечалось, они почти неотличимы от вариолитов из окрестностей д. Усерган Блявинского района. Настоящих вариолитов, т. е. пород с вариолями и междувариолевой массой, здесь, так же как и на Бляве, меньше, чем вариолитовых афанитов. Условия залегания вариолитов в Карелии различны. В районе Ялгубы они слагают самостоятельные тела, а на острове Суисари образуют лишь периферические зоны подушек шаровых лав (86).

Спилитовые породы более кислого состава в Карелии почти отсутствуют. Некоторые полевошпатовые порфириты могут сравниваться со спилитовыми порфиритами Блявы и кератоспилитами Карадага. Кератофиры известны лишь среди динамометаморфизованных пород Надвоицкого района (85).

Обломочно-вулканические породы Карелии отличаются от аналогичных пород Блявы главным образом своим составом. Это туфы и аггломераты спилитов, более или менее измененные. Среди них — известная «соломенская брекчия», описанная многими петрографами.

В целом у спилитов Карелии и Блявы много общих черт, но есть и различия, обусловленные их различным возрастом и различной геологической обстановкой.

### **Спилито-кератофировые формации Скандинавского полуострова**

В Скандинавии различаются две спилитовые формации: 1) докембрийские кератофиры и спилиты района Кируна (90—94, 96—97) и 2) нижнепалеозойские вулканические породы в районе Трондхейма (98—100) и в Южной Лапландии (101).

Докембрийские спилитовые породы представлены главным образом кислыми разновидностями. В литературе эти породы описаны как «сиенит-порфиры», «кварцсодержащие порфиры», «альбитофиры» и т. д., но их принадлежность к кератофирам и кварцевым кератофирам несомненна. Они составляют большую по мощности (несколько сот метров) верхнюю часть толщи вулканических пород, нижние горизонты которой слагают спилиты, альбитовые порфириты, аггломераты и туфы основного и среднего состава.

Вулканические породы находятся в сильно нарушенном залегании и подверглись значительному динамотермальному метаморфизму. Кератофиры и их туфы часто превращены в так называемые лептиты, а спилиты переходят в амфиболиты и другие близкие по составу мета-

Такая ассоциация спилитов с нормальными породами интересна для выяснения самостоятельности спилитовых формаций вообще.

Формы экструзивных тел спилитовых пород на Карадаге сохранились лучше, чем на Бляве. Спилиты находятся преимущественно в виде типичных шаровых лав. Более кислые породы образуют отдельные потоки, дайки и нэки. Излившиеся породы сопровождаются большим количеством аггломератов, туфов, туффитов и глинистых сланцев. В аггломератах Карадага была найдена морская фауна.

Вулканические извержения, очевидно, происходили в подводных условиях, так же как на Бляве и в других областях распространения спилитов.

Петрографическое описание вулканических пород Карадага является лучшим из всех описаний спилитов и кератофигов. Типичные спилиты имеют здесь подчиненное значение. Кроме того, многие породы, названные Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой спилитами, походят на спилитовые порфириты Блявы. Химические анализы этих пород показывают, что они действительно более кислые, чем типичные спилиты.

Породы среднего состава на Карадаге преобладают над остальными, и в этом главное отличие рассматриваемой формации от других и, в частности, от формации Блявы. К этим породам следует отнести те, которые названы Ф. Ю. Левинсон-Лессингом кератоспилитами, а также и большую часть кератофигов (так называемые кератофириты).

Все они имеют порфировую структуру с пилотакситовой («трахитовой») основной массой, в которой стекло полностью превращено в агрегат хлоритовых минералов. Плагноклаз во вкрапленниках иногда альбитизирован частично («пятнистые полевые шпаты»), причем альбитизация захватывает главным образом центральные части фенокристаллов. Поэтому иногда вокруг альбита наблюдались каемки лабрадора. Совершенно такие же явления наблюдались и в породах Блявы (фиг. 19).

Характерна и хлоритизация фенокристаллов плагноклаза. Пироксен образует редкие вкрапленники.

Кислые породы рассматриваемой формации Ф. Ю. Левинсон-Лессинг называет оксикератофирами. По составу они близки к кварцевым кератофирам, но избыточный кремнезем в них находится не в виде фенокристаллов кварца, а в основной массе. Отличить настоящие кератофиры от этих пород и от пород среднего состава на Карадаге, повидимому, так же трудно, как на Бляве. Настоящие кварцевые кератофиры на Карадаге редки, чего нельзя сказать про аналогичные породы Блявы.

Основная масса кератофигов Карадага имеет фельзитовую и иногда пилотакситовую структуру («палеотрахитоидный облик основной массы»). Распространенные на Бляве сферолитовые структуры здесь неизвестны.

Во вкрапленниках находится помутневший (буроватый) альбит, который, однако, рассматривается как первичный. Встречаются и пятнистые полевые шпаты, т. е. частично альбитизированный плагноклаз и калиевый шпат (60, стр. 52). Последний иногда наблюдается во вкрапленниках, иногда устанавливается лишь по повышенному содержанию кали в химическом составе породы. Это так называемые палеолипариты Карадага.

Рассмотренная формация развита не только на горе Карадаг — аналогичные породы можно встретить и в западной части южного побережья Крыма в районах мыса Фиолента, Лимен и др. Но здесь эти породы мало изучены и сравнение их со спилитами Блявы не дает ничего нового.

Эта формация в течение нескольких последних лет детально изучается А. А. Чумаковым (66—69). Окончательные результаты его исследований пока не опубликованы, но уже из предварительных сообщений особенно ясно.

Возраст мугоджарских спилитов определяется как ниже- и верхне-силурийский; кератофиры относятся уже к нижнему и среднему девону. Между образованием спилитов и кератофиров А. А. Чумаков (68) допускает некоторый перерыв, во время которого интродировали габброидиориты и плагиограниты. Однако доказательства того, что эти интрузивные породы древнее кератофиров, в его работах (66—69) не приводятся. Есть только указания, что некоторые габбро (по А. А. Чумакову — другой, эмбинский тип) моложе кератофиров. Таким образом, возможно, что в Мугоджарах породы спилитовой формации относятся к основным интрузивным породам так же, как и на Бляве. Интрузии ультраосновных пород в Мугоджарах неизвестны.

Стратиграфический разрез толщи вулканических пород тот же, что и на Бляве, т. е. основные породы слагают нижние горизонты, а в верхних находятся средние и кислые породы. Вулканические породы переслаиваются с радиоляриевыми яшмами и кремнистыми и граптолитовыми сланцами.

Залегание пород в Мугоджарах более нарушенное, чем на Бляве. Обычный угол падения 50—70°. Местами спилиты рассланцованы.

Широко распространены типичные шаровые лавы с обособленными подушками, между которыми иногда находится туфовая или кремнистая масса. Отдельные подушки имеют концентрические вариолитовые и пузыристые зоны, причем в отличие от шаровых лав Блявы центральная часть подушек более пористая.

Среди спилитов много структурных разновидностей — от среднезернистых диабазов до стекол. Вариолиты и стекловатые разновидности в Мугоджарах более распространены, чем на Бляве. Известны целые горизонты стекловатых пород мощностью более 1 м. Характерно, что стекло в некоторых местах хорошо сохранилось и по виду мало чем отличается от новейших базальтовых стекол (69). Химический анализ мугоджарского стекла показывает, что оно имеет тоже базальтовый состав (69), т. е. не подвергалось альбитизации.

Переходы спилитов в неальбитизированные породы в Мугоджарах наблюдаются так же часто, как и на Бляве. Известны и остатки лабрадора в лейстах альбита.

В некоторых спилитах встречается уралитовая роговая обманка образовавшаяся на месте пироксена и стекла.

Порфириты Мугоджар представляют иногда спилиты с порфирными выделениями пироксена, но большей частью это породы среднего состава, отвечающие спилитовым порфиритам Блявы. Во вкраплении как обычен альбит, иногда встречается зональный андезин.

Кислые породы Мугоджар представлены как кварцевыми, так кварцсодержащими кератофирами (кварцевыми порфирами, альбифирами и ортофирами). Кварцевые кератофиры такие же, как и Бляве. Основная масса в них либо фельзитовая, либо сферолитовая. Вокруг вкрапленников кварца сферолитовая каемка (66, табл. I). Встречаются и микропегматитовые вкрапленники (66, табл. X).

«Альбитофиры» имеют фельзитовую и андезитовую или пилотитовую основную массу. Во вкрапленниках иногда встречается калийная полевая шпат.

Обломочно-вулканические породы в Мугоджарах менее распространены, чем на Бляве.

Такая ассоциация спилитов с нормальными породами интересна для выяснения самостоятельности спилитовых формаций вообще.

Формы экструзивных тел спилитовых пород на Карадаге сохранились лучше, чем на Бляве. Спилиты находятся преимущественно в виде типичных шаровых лав. Более кислые породы образуют отдельные потоки, дайки и нэки. Излившиеся породы сопровождаются большим количеством аггломератов, туфов, туффитов и глинистых сланцев. В аггломератах Карадага была найдена морская фауна.

Вулканические извержения, очевидно, происходили в подводных условиях, так же как на Бляве и в других областях распространения спилитов.

Петрографическое описание вулканических пород Карадага является лучшим из всех описаний спилитов и кератофиров. Типичные спилиты имеют здесь подчиненное значение. Кроме того, многие породы, названные Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой спилитами, походят на спилитовые порфириты Блявы. Химические анализы этих пород показывают, что они действительно более кислые, чем типичные спилиты.

Породы среднего состава на Карадаге преобладают над остальными, и в этом главное отличие рассматриваемой формации от других и, в частности, от формации Блявы. К этим породам следует отнести те, которые названы Ф. Ю. Левинсон-Лессингом кератоспилитами, а также и большую часть кератофиров (так называемые кератофириты).

Все они имеют порфировую структуру с пилотакситовой («трахитовой») основной массой, в которой стекло полностью превращено в агрегат хлоритовых минералов. Плагноклаз во вкрапленниках иногда альбитизирован частично («пятнистые полевые шпаты»), причем альбитизация захватывает главным образом центральные части фенокристаллов. Поэтому иногда вокруг альбита наблюдались каемки лабрадора. Совершенно такие же явления наблюдались и в породах Блявы (фиг. 19).

Характерна и хлоритизация фенокристаллов плагноклаза. Пироксен образует редкие вкрапленники.

Кислые породы рассматриваемой формации Ф. Ю. Левинсон-Лессинг называет оксикератофирами. По составу они близки к кварцевым кератофирам, но избыточный кремнезем в них находится не в виде фенокристаллов кварца, а в основной массе. Отличить настоящие кератофиры от этих пород и от пород среднего состава на Карадаге, по видимому, так же трудно, как на Бляве. Настоящие кварцевые кератофиры на Карадаге редки, чего нельзя сказать про аналогичные породы Блявы.

Основная масса кератофиров Карадага имеет фельзитовую и иногда пилотакситовую структуру («палеотрахитоидный облик основной массы»). Распространенные на Бляве сферолитовые структуры здесь неизвестны.

Во вкрапленниках находится помутневший (буроватый) альбит, который, однако, рассматривается как первичный. Встречаются и пятнистые полевые шпаты, т. е. частично альбитизированный плагноклаз и калиевый шпат (60, стр. 52). Последний иногда наблюдается во вкрапленниках, иногда устанавливается лишь по повышенному содержанию кали в химическом составе породы. Это так называемые палеолипариты Карадага.

Рассмотренная формация развита не только на горе Карадаг — аналогичные породы можно встретить и в западной части южного побережья Крыма в районах мыса Фиолента, Лимен и др. Но здесь эти породы мало изучены и сравнение их со спилитами Блявы не дает ничего нового.

## Спилито-кератофировая формация Мугоджар

Эта формация в течение нескольких последних лет детально изучается А. А. Чумаковым (66—69). Окончательные результаты его исследований пока не опубликованы, но уже из предварительных сообщений особенно ясно.

Возраст мугоджарских спилитов определяется как ниже- и верхнесилурийский; кератофиры относятся уже к нижнему и среднему девону. Между образованием спилитов и кератофиров А. А. Чумаков (68) допускает некоторый перерыв, во время которого интродировали габбродиориты и плагиограниты. Однако доказательства того, что эти интрузивные породы древнее кератофиров, в его работах (66—69) не приводятся. Есть только указания, что некоторые габбро (по А. А. Чумакову — другой, эмбинский тип) моложе кератофиров. Таким образом, возможно, что в Мугоджарах породы спилитовой формации относятся к основным интрузивным породам так же, как и на Бляве. Интрузии ультраосновных пород в Мугоджарах неизвестны.

Стратиграфический разрез толщи вулканических пород тот же, что и на Бляве, т. е. основные породы слагают нижние горизонты, а в верхних находятся средние и кислые породы. Вулканические породы переслаиваются с радиоляриевыми яшмами и кремнистыми и граптолитовыми сланцами.

Залегание пород в Мугоджарах более нарушенное, чем на Бляве. Обычный угол падения 50—70°. Местами спилиты рассланцованы.

Широко распространены типичные шаровые лавы с обособленными подушками, между которыми иногда находится туфовая или кремнистая масса. Отдельные подушки имеют концентрические вариолитовые и пузыристые зоны, причем в отличие от шаровых лав Блявы центральная часть подушек более пористая.

Среди спилитов много структурных разновидностей — от среднезернистых диабазов до стекол. Вариолиты и стекловатые разновидности в Мугоджарах более распространены, чем на Бляве. Известны целые горизонты стекловатых пород мощностью более 1 м. Характерно, что стекло в некоторых местах хорошо сохранилось и по виду мало чем отличается от новейших базальтовых стекол (69). Химический анализ мугоджарского стекла показывает, что оно имеет тоже базальтовый состав (69), т. е. не подвергалось альбитизации.

Переходы спилитов в неальбитизированные породы в Мугоджарах наблюдаются так же часто, как и на Бляве. Известны и остатки лабрадора в лейстах альбита.

В некоторых спилитах встречается уралитовая роговая обманка, образовавшаяся на месте пироксена и стекла.

Порфириды Мугоджар представляют иногда спилиты с порфировыми выделениями пироксена, но большей частью это породы среднего состава, отвечающие спилитовым порфиритам Блявы. Во вкрапленниках обычен альбит, иногда встречается зональный андезин.

Кислые породы Мугоджар представлены как кварцевыми, так и кварцсодержащими кератофирами (кварцевыми порфирами, альбитофирами и ортофирами). Кварцевые кератофиры такие же, как и на Бляве. Основная масса в них либо фельзитовая, либо сферолитовая. Вокруг вкрапленников кварца сферолитовая каемка (66, табл. XII). Встречаются и микропегматитовые вкрапленники (66, табл. X).

«Альбитофиры» имеют фельзитовую и андезитовую или пилотакситовую основную массу. Во вкрапленниках иногда встречается калиевый полевой шпат.

Обломочно-вулканические породы в Мугоджарах менее распространены, чем на Бляве.

В целом спилитовые породы Мугоджар близки к спилитам и кера-тофирам Блявы. Возможно, что это породы одной формации, так как, проследивая распространение спилитов к югу от Блявы, мы непосредственно переходим в область распространения спилитов Мугоджар.

### Спилиты Карелии и Кольского полуострова

Зеленокаменные породы в Карелии занимают обширную площадь на северо-западном побережье Онежского озера, в районе Сегозера, около селения Надвоицы, Шуозеро и к востоку от Ухты. На Кольском полуострове они образуют полосу от оз. Имандра к юго-востоку до верховьев р. Варзуги.

Все эти породы составляют одну формацию протерозойского возраста, образование которой происходило, по мнению В. М. Тимофеева (86) в два цикла. Более древними являются породы северных районов Карелии и Кольского полуострова («сегозерско-надвоицкий комплекс»), более молодыми — породы на побережье Онежского озера («суисарский комплекс»).

Условия залегания и стратиграфический разрез толщ вулканических пород в разных местах различен. В окрестностях Сегозера, Надвоицы и в других более северных районах толщи подверглись интенсивной складчатости. На побережье Онежского озера их можно встретить в слабо нарушенном залегании.

Преобладающей формой интрузивных тел являются шаровые лавы, указывающие на подводный характер излияний. Встречаются и мощные покровы и потоки, повидимому наземного происхождения. Шаровые лавы в неизменном виде наблюдались В. М. Тимофеевым (79, 86) на острове Суисари. Морфологически они не отличаются от шаровых лав Блявы. Здесь наблюдается та же зависимость формы подушек от их размеров: подушки менее 1 м в диаметре почти шарообразны, более крупные имеют уже эллипсоидальную форму. Подушки обособлены здесь даже больше, чем на Бляве. Между подушками залегает туфовый материал или наблюдаются пустоты со сталактитами халцедона. Периферические части подушек образованы из менее раскристаллизованной породы (вариолитовые зоны). В тех случаях, когда между подушками находится туфовый материал, вариолитовые зоны очень широкие; в случае же отсутствия туфовой массы вместо этих зон наблюдается тонкая стекловатая оболочка. В. М. Тимофеев объясняет это более равномерным охлаждением лавы в туфах, чем в воде. Некоторые подушки имеют в центре крупные (до 0,3 м) пустоты. В сильно измененном состоянии находятся шаровые лавы около Надвоицы. Здесь пласты шаровых лав поставлены на голову, а подушки спрессованы и развальцованы до пластинок в несколько сантиметров толщиной. Такие «шаровые» лавы уже нельзя сравнивать со спилитами Блявы, но они близки к шаровым лавам докембрийских спилитов Англии.

Обычные лавовые потоки сохранились на побережье Онежского озера (78).

Эффузивные породы Карелии и Кольского полуострова переслаиваются с обломочно-вулканическими и осадочными, частично метаморфизованными породами. Это главным образом туфы, песчаники, кварциты и серицитовые сланцы.

Во многих местах вулканические породы подверглись сильному динамометральному метаморфизму. Спилиты Сегозера, Надвоицы и других северных районов не сохранили своего первоначального облика и часто превращены в зеленые сланцы или амфиболовые, эпидотовые и другие метаморфические породы. Это затрудняет сравнение их со спилитами Блявы. Даже в наиболее сохранившихся спилитах Сегозера

широко развиты различные процессы вторичных изменений: эпидотизация, полная или частичная уралитизация пироксена, образование кристаллобластических структур и т. д., что совершенно не наблюдается в породах Блявы.

Спилиты с побережья Онежского озера изменены меньше. Они представлены многочисленными структурными разновидностями — «диабазами», «афанитами», «авгитовыми порфиритами», мандельштейнами, вариолитами и т. д. Все разновидности состоят из моноклинного пироксена, альбита и хлорита, но в отличие от спилитов Блявы в их основной массе часто присутствует уралит. В некоторых диабазах плагиоклаз не альбитизирован. Пироксен иногда бесцветен, иногда буроватый с  $2V = +50^\circ$ .

Структурных разновидностей спилитов в Карелии больше, чем на Бляве. Очень распространены породы с порфировой структурой («авгитовые порфириты»). Во вкрапленниках кроме пироксена встречаются псевдоморфозы по оливину. В миндалекаменных породах миндалины выполнены кальцитом, кварцем и хлоритом, а в некоторых суисарских спилитах халцедоном и шунгитом.

Распространенные в Карелии вариолиты получили мировую известность (72). Как отмечалось, они почти неотличимы от вариолитов из окрестностей д. Усерган Блявинского района. Настоящих вариолитов, т. е. пород с вариолями и междувариолевой массой, здесь, так же как и на Бляве, меньше, чем вариолитовых афанитов. Условия залегания вариолитов в Карелии различны. В районе Ялгубы они слагают самостоятельные тела, а на острове Суисари образуют лишь периферические зоны подушек шаровых лав (86).

Спилитовые породы более кислого состава в Карелии почти отсутствуют. Некоторые полевошпатовые порфириты могут сравниваться со спилитовыми порфиритами Блявы и кератоспилитами Карадага. Кератофиры известны лишь среди динамометаморфизованных пород Надвоицкого района (85).

Обломочно-вулканические породы Карелии отличаются от аналогичных пород Блявы главным образом своим составом. Это туфы и аггломераты спилитов, более или менее измененные. Среди них — известная «соломенская брекчия», описанная многими петрографами.

В целом у спилитов Карелии и Блявы много общих черт, но есть и различия, обусловленные их различным возрастом и различной геологической обстановкой.

### **Спилито-кератофиновые формации Скандинавского полуострова**

В Скандинавии различаются две спилитовые формации: 1) докембрийские кератофиры и спилиты района Кируна (90—94, 96—97) и 2) нижнепалеозойские вулканические породы в районе Трондхейма (98—100) и в Южной Лапландии (101).

Докембрийские спилитовые породы представлены главным образом кислыми разновидностями. В литературе эти породы описаны как «сиенит-порфиры», «кварцсодержащие порфиры», «альбитофиры» и т. д., но их принадлежность к кератофирам и кварцевым кератофирам несомненна. Они составляют большую по мощности (несколько сот метров) верхнюю часть толщи вулканических пород, нижние горизонты которой слагают спилиты, альбитовые порфириты, аггломераты и туфы основного и среднего состава.

Вулканические породы находятся в сильно нарушенном залегании и подверглись значительному динамотермальному метаморфизму. Кератофиры и их туфы часто превращены в так называемые лептиты, а спилиты переходят в амфиболиты и другие близкие по составу мета-



морфические породы. Сильное проявление регионального метаморфизма является главной особенностью спилитовых пород Кируны, отличающей их от спилитов Блявы и придающей им сходство со спилитами северных районов Карелии.

Экструзивные формы залегания в большинстве случаев не сохранились, но для спилитов и здесь характерно широкое развитие шаровых лав.

Осадочные породы, сопровождающие спилиты, представлены яшмами и кое-где известняками.

Петрографические особенности спилитов Кируны частично обусловлены региональным метаморфизмом. Главными составными частями являются альбит и уралитовая роговая обманка, образовавшаяся из пироксена и, может быть, из хлорита. В спилитах плагиоклаз не всегда альбитизирован и в некоторых шаровых лавах представлен лабрадором. Структура этих пород, как видно из микрофотографий, приведенных в работах Н. Сундиуса (92) и П. Гейера (96), походит на гиалофитовую структуру спилитов из окрестностей Блявинского месторождения. Здесь также характерны очень удлиненные лейсты плагиоклаза.

В породах среднего состава хлорит тоже заменяется уралитом, и, кроме того, здесь широко развит биотит. В отношении общего облика пород под микроскопом «альбитовые порфириты» и некоторые «магнетитовые сиенит-порфириты» очень походят на спилитовые порфириты Блявы.

Особенностью кератофигов Кируны является относительно слабое проявление в них альбитизации. Здесь часто встречается калиевый полевой шпат, альбитизированный только частично или совершенно не альбитизированный. В большом количестве находится магнетит. П. Гейер (96) придавал этому большое значение. Придерживаясь взглядов Феннера, он считал богатые магнетитом породы последними продуктами кристаллизационной дифференциации. Однако более вероятно, что образование магнетита в кератофигах Кируны не связано с их первичной кристаллизацией.

В отношении структуры рассматриваемые породы отличаются от кератофигов Блявы. Здесь отсутствуют сферолитовые структуры, но развиты структуры микропйкилитовые, а также другие, обусловленные перекристаллизацией в твердом состоянии.

В целом докембрийские спилитовые породы Скандинавии сильно отличаются от спилитов Блявы. Они более походят на спилиты Карелии и, может быть, составляют с ними одну формацию. В эту формацию войдут и зеленокаменные породы Финляндии, еще мало изученные (95).

Нижнепалеозойские спилиты Скандинавии составляют, повидимому, одну формацию с ордовичскими спилитами Англии, но вулканическая деятельность здесь происходила немного позднее, главным образом в нижнем и частично в верхнем силуре.

Спилиты образуют типичные шаровые лавы, указывающие на подводные условия излияний. Со спилитами встречаются их туфы, кремнистые сланцы и яшмы. Кремнистые породы иногда наблюдаются между подушками шаровых лав.

Вулканические породы в сильно нарушенном залегании и местами подвергались динамотермальному метаморфизму. Во многих местах в них интродировали ультраосновные и основные породы, так же как на Бляве, в Англии и в Австралии. Кроме того, среди норвежских спилитов находится многочисленных колчеданных месторождения (Рёрос, Сулительма и др.), что особенно сближает их с породами Блявы.

Из петрографического описания рассматриваемых спилитов видно,

что они походят на спилиты Блявы. В районе Трондхейма распространены вариолиты и разновидности с субвариолитовыми структурами. В Южной Лапландии шаровые лавы образованы из спилитов с порфировыми вкрапленниками уралитизированного пироксена («уралитовые порфириты»). Уралитизация и эпидотизация этих пород, повидимому, связана с региональным метаморфизмом. Иногда они даже переходят в амфиболиты и близкие к ним метаморфические сланцы.

Кератофиры и кварцевые кератофиры более распространены в Южной Лапландии, чем в районе Трондхейма. В отличие от кератофиров Блявы они имеют структуры, обусловленные вторичной перекристаллизацией. Обычным минералом в них является биотит.

Туфы спилитов в Южной Лапландии представляют сильно измененные уралитизированные породы. Кератофировые туфы и аггломераты здесь рассланцованы.

### Спилиты и кератофиры в Северной Америке

В Северной Америке существует несколько спилитовых формаций, но в литературе сведений о них мало. В районе Верхних озер и прилегающих провинций Канады развита докембрийская спилитовая формация (102—107). В Ньюфаундленде и Новом Брауншвейге известны нижнепалеозойские спилиты (108, 109). В Орегоне хорошо изучены кератофиры и спилиты пермского возраста (110). Мезозойские породы встречаются в Калифорнии (111, 113) и на Аляске (112).

Упомянуты триасовые и третичные кератофиры в штате Невада (114—117), но они связаны с трахитами и, повидимому, не относятся к группе спилитовых пород.

Докембрийские спилиты образуют самые нижние горизонты в стратиграфическом разрезе архейских пород Канадского щита (Keewatin series). Они переслаиваются с кремнистыми сланцами и яшмами, заключающими в себе известные железорудные месторождения Верхних озер.

Вулканические породы подвергались интенсивной складчатости и во многих местах превратились в зеленокаменные метаморфические сланцы. Там, где рассланцевание проявилось слабее, преобладает подушечное сложение лав. Это позволило американским геологам считать вулканические породы результатом подводных излияний и связывать с этими излияниями образование железорудных месторождений (104). Шаровые лавы из района Верхних озер отличаются от шаровых лав Блявы и многих других мест тем, что они большей частью деформированы, так же как докембрийские спилиты Англии, Кируны и Северной Карелии.

Петрографические описания рассматриваемых пород очень краткие. Существует, повидимому, много структурных разновидностей, в том числе амигдалоиды, вариолиты и плагиоклазовые порфириты. В минералогическом отношении существенную роль играют уралит, эпидот и другие вторичные минералы. Пироксен иногда присутствует, но в большинстве случаев не сохранился. Во многих описаниях упоминается мусковит. Состав плагиоклаза обычно не определяется. К. Ван Хайз (104) указывает на присутствие лабрадора в этих породах (Ely greenstones). Альбитизацию плагиоклаза замечали, повидимому, немногие (106).

Кислые и средние породы в рассматриваемой формации мало развиты и почти не описаны. Обломочно-вулканические породы, представленные вулканическими брекчиями спилитового состава и туфами, сильно изменены и утратили свой первоначальный облик.

В целом докембрийские спилиты Северной Америки отличаются от

морфические породы. Сильное проявление регионального метаморфизма является главной особенностью спилитовых пород Кируны, отличающей их от спилитов Блявы и придающей им сходство со спилитами северных районов Карелии.

Экструзивные формы залегания в большинстве случаев не сохранились, но для спилитов и здесь характерно широкое развитие шаровых лав.

Осадочные породы, сопровождающие спилиты, представлены яшмами и кое-где известняками.

Петрографические особенности спилитов Кируны частично обусловлены региональным метаморфизмом. Главными составными частями являются альбит и уралитовая роговая обманка, образовавшаяся из пироксена и, может быть, из хлорита. В спилитах плагиоклаз не всегда альбитизирован и в некоторых шаровых лавах представлен лабрадором. Структура этих пород, как видно из микрофотографий, приведенных в работах Н. Сундиуса (92) и П. Гейера (96), походит на гиалофитовую структуру спилитов из окрестностей Блявинского месторождения. Здесь также характерны очень удлиненные лейсты плагиоклаза.

В породах среднего состава хлорит тоже заменяется уралитом, и, кроме того, здесь широко развит биотит. В отношении общего облика пород под микроскопом «альбитовые порфириты» и некоторые «магнетитовые сиенит-порфириты» очень походят на спилитовые порфириты Блявы.

Особенностью кератофигов Кируны является относительно слабое проявление в них альбитизации. Здесь часто встречается калиевый полевой шпат, альбитизированный только частично или совершенно не альбитизированный. В большом количестве находится магнетит. П. Гейер (96) придавал этому большое значение. Придерживаясь взглядов Фернера, он считал богатые магнетитом породы последними продуктами кристаллизационной дифференциации. Однако более вероятно, что образование магнетита в кератофигах Кируны не связано с их первичной кристаллизацией.

В отношении структуры рассматриваемые породы отличаются от кератофигов Блявы. Здесь отсутствуют сферолитовые структуры, но развиты структуры микропйкелитовые, а также другие, обусловленные перекристаллизацией в твердом состоянии.

В целом докембрийские спилитовые породы Скандинавии сильно отличаются от спилитов Блявы. Они более походят на спилиты Карелии и, может быть, составляют с ними одну формацию. В эту формацию войдут и зеленокаменные породы Финляндии, еще мало изученные (95).

Нижнепалеозойские спилиты Скандинавии составляют, повидимому, одну формацию с ордовичскими спилитами Англии, но вулканическая деятельность здесь происходила немного позднее, главным образом в нижнем и частично в верхнем силуре.

Спилиты образуют типичные шаровые лавы, указывающие на подводные условия излияний. Со спилитами встречаются их туфы, кремнистые сланцы и яшмы. Кремнистые породы иногда наблюдаются между подушками шаровых лав.

Вулканические породы в сильно нарушенном залегании и местами подвергались динамотермальному метаморфизму. Во многих местах в них интродировали ультраосновные и основные породы, так же как на Бляве, в Англии и в Австралии. Кроме того, среди норвежских спилитов находятся многочисленные колчеданные месторождения (Рёрос, Сулительма и др.), что особенно сближает их с породами Блявы.

Из петрографического описания рассматриваемых спилитов видно,

что они походят на спилиты Блявы. В районе Трондхейма распространены вариолиты и разновидности с субвариолитовыми структурами. В Южной Лапландии шаровые лавы образованы из спилитов с порфировыми вкрапленниками уралитизированного пироксена («уралитовые порфириты»). Уралитизация и эпидотизация этих пород, повидимому, связана с региональным метаморфизмом. Иногда они даже переходят в амфиболиты и близкие к ним метаморфические сланцы.

Кератофиры и кварцевые кератофиры более распространены в Южной Лапландии, чем в районе Трондхейма. В отличие от кератофиров Блявы они имеют структуры, обусловленные вторичной перекристаллизацией. Обычным минералом в них является биотит.

Туфы спилитов в Южной Лапландии представляют сильно измененные уралитизированные породы. Кератофировые туфы и аггломераты здесь рассланцованы.

### Спилиты и кератофиры в Северной Америке

В Северной Америке существует несколько спилитовых формаций, но в литературе сведений о них мало. В районе Верхних озер и прилегающих провинций Канады развита докембрийская спилитовая формация (102—107). В Ньюфаундленде и Новом Брауншвейге известны нижнепалеозойские спилиты (108, 109). В Орегоне хорошо изучены кератофиры и спилиты пермского возраста (110). Мезозойские породы встречаются в Калифорнии (111, 113) и на Аляске (112).

Упомянуты триасовые и третичные кератофиры в штате Невада (114—117), но они связаны с трахитами и, повидимому, не относятся к группе спилитовых пород.

Докембрийские спилиты образуют самые нижние горизонты в стратиграфическом разрезе архейских пород Канадского щита (Keewatin series). Они переслаиваются с кремнистыми сланцами и яшмами, заключающими в себе известные железорудные месторождения Верхних озер.

Вулканические породы подвергались интенсивной складчатости и во многих местах превратились в зеленокаменные метаморфические сланцы. Там, где рассланцевание проявилось слабее, преобладает подушечное сложение лав. Это позволило американским геологам считать вулканические породы результатом подводных излияний и связывать с этими излияниями образование железорудных месторождений (104). Шаровые лавы из района Верхних озер отличаются от шаровых лав Блявы и многих других мест тем, что они большей частью деформированы, так же как докембрийские спилиты Англии, Кируны и Северной Карелии.

Петрографические описания рассматриваемых пород очень краткие. Существует, повидимому, много структурных разновидностей, в том числе амигдалоиды, вариолиты и плагиоклазовые порфириты. В минералогическом отношении существенную роль играют уралит, эпидот и другие вторичные минералы. Пироксен иногда присутствует, но в большинстве случаев не сохранился. Во многих описаниях упоминается мусковит. Состав плагиоклаза обычно не определяется. К. Ван Хайз (104) указывает на присутствие лабрадора в этих породах (Ely greenstones). Альбитизацию плагиоклаза замечали, повидимому, немногие (106).

Кислые и средние породы в рассматриваемой формации мало развиты и почти не описаны. Обломочно-вулканические породы, представленные вулканическими брекчиями спилитового состава и туфами, сильно изменены и утратили свой первоначальный облик.

В целом докембрийские спилиты Северной Америки отличаются от

спилитов Блявы и могут сравниваться лишь с докембрийскими породами Англии, Карелии и Скандинавии.

Нижнепалеозойские спилиты в Новом Брауншвейге вместе с кератофирами, туфами и туфогенными осадками образуют толщу в несколько тысяч метров мощности. Они находятся в нарушенном залегании и частично динамометаморфизованы, спилиты — в меньшей степени, кератофиры и туфы — вплоть до метаморфических сланцев. Возраст этих пород неясен. Флаэрти относит их к докембрию, но без достаточных оснований. Вариолиты, повидимому, из той же формации в Ньюфаундленде Р. Дэли относит к кембрию.

Спилитами в Новом Брауншвейге названы несколько более кислые породы, чем типичные спилиты Блявы и других мест. Они почти всегда имеют порфировую структуру, хотя упоминаются и субвариолитовые разновидности. Пироксен обычно полностью замещен хлоритом и уралитом. Подушечное сложение лав не наблюдалось.

Вариолиты Ньюфаундленда и сопровождающие их афаниты представляют типичные спилиты, имеют вид шаровых лав.

Среди кератофинов Нового Брауншвейга существуют кварцевые кератофиры со сферолитовыми структурами и другие породы, очень похожие на кератофиры Блявы.

Кератофиры Орегона вместе с подчиненными им спилитами, «метаандезитами», туфами, яшмами, конгломератами и известняками с пермской фауной образуют толщу тоже более тысячи метров мощностью. Залегание пород сильно нарушено, пласты падают круто или поставлены на голову.

Наиболее распространенной разновидностью кератофинов являются кварцевые кератофиры с фельзитовой или сферолитовой основной массой. В последнем случае фенокристаллы кварца окружены сферолитовой каемкой. Наблюдались и микропегматитовые срастания фенокристаллов кварца и полевого шпата. Вместо альбита иногда находится частично альбитизированный калиевый полевой шпат.

Бескварцевые кератофиры Орегона имеют более основной состав, и некоторые из них могут сравниваться со спилитовыми порфиритами Блявы. Основная масса у них андезитовая или «войлочная» (felted). Во вкрапленниках кроме альбитизированного плагиоклаза находится пироксен, частично замещенный хлоритом и уралитом, и бурая роговая обманка.

В некоторых породах кроме обычной альбитизации плагиоклаза наблюдаются и жилки гидротермального альбита. Плагиоклаз во вкрапленниках иногда альбитизирован лишь частично, как это имеет место и в некоторых породах Блявы. Такие породы в Орегоне являются промежуточными между кератофирами и «метаандезитами». Последние отличаются от кератофинов лишь составом плагиоклаза и рассматриваются как породы, из которых и образовались кератофиры. В этом отношении они аналогичны роговообманковым порфиритам Блявы.

В миндалинах спилитов Орегона наблюдался гидротермальный альбит вместе с кварцем, хлоритом и эпидотом.

Среди спилитов существует несколько разновидностей — от микролитовых пород до «альбитовых диабазов».

Очень распространены в Орегоне обломочно-вулканические породы, главным образом «брекчии кератофиров».

Мезозойские зеленокаменные породы в Калифорнии слагают золоторудную зону Мозер Лоуд (Mother Lode), где они находятся в сильно нарушенном залегании и местами рассланцованы. Здесь известны шаровые лавы спилитов («авгитовых базальтов»), кератофиры, туфы и вулканические брекчии. Кератофиры имеют более основной состав, чем

на Бляве, и отвечают спилитовым порфиритам. В андезитовой основной массе этих пород находятся вкрапленники альбита и пироксена.

На северном берегу залива Сан-Франциско (Point Bonita) спилиты находятся в менее нарушенном залегании. Типичные шаровые лавы образованы из пород, похожих на микролитовые разновидности спилитов Блявы. Встречаются и субвариолитовые разновидности, аналогичные спилитам из окрестностей Блявинского месторождения.

Пироксен, сохранившийся в более раскристаллизованных породах («диабазы»), слегка окрашен. Иддингситоподобный минерал образует псевдоморфозы по оливины. Состав плагиоклаза не изучен, а иногда неверно определяется как лабрадор по углу погасания  $17^\circ$ . Вариолиты и вариолитовые афаниты тоже распространены в этом районе. Они не отличаются от аналогичных пород Блявы, Ялгубы и Дюранса.

В Аляске типичные шаровые лавы юрских спилитов известны в районе медных месторождений. В литературе встречаются только их морфологические описания.

### **Спилиты и кератофиры других областей**

Кроме рассмотренных формаций в литературе упоминаются многочисленные случаи нахождения спилитов и кератофиров, но не всегда можно установить, являются ли они настоящими спилитовыми породами.

В СССР кроме ранее указанных районов зеленокаменные породы известны на Кавказе (118—121), Новой Земле (122—125), на восточном склоне Урала (126), в Казахстане (128—129), в Средней Азии (101) и на Алтае (130).

Возможно, что «альбитовые диабазы» Кавказа не являются спилитами, но на Новой Земле, на Урале и на Алтае такие породы, несомненно, существуют. Спилиты восточного склона Урала составляют с породами Блявы одну формацию.

В Европе существует обширная литература по кератофирам и диабазам Германии. Большинство этих пород не являются спилитами и кератофирами. Исследования Х. Гетца (150) показали, что в «кератофирах долины р. Лан находятся щелочной цветной минерал и псевдоморфозы по нефелину», т. е. что эти породы относятся к щелочному ряду. Щелочной характер наблюдается и у диабазов Гарца (142) и Фихтельгегбирге (144). Не исключено, что некоторые из них являются спилитами, так же как породы Чехословакии (146), Греции (141) и Франции (131, 135).

## **Глава 9**

### **ПЕТРОХИМИЯ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВЫХ ФОРМАЦИЙ**

#### **Особенности химического состава спилитов и кератофиров вообще**

Химический состав отдельных членов спилито-кератофировых формаций давно привлек к себе внимание. Анализы спилитов сравнились с анализами базальтов, и уже из сопоставления цифр было видно, что спилиты характеризуются повышенным содержанием  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (и  $\text{FeO}$ ) и пониженным содержанием  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$  и  $\text{MgO}$ . Высокое содержание натрия и преобладание его над кали и известно очевидно уже из минералогического состава пород, но повышенное отношение  $\text{Fe} : \text{Mg}$ , а также более высокое содержание  $\text{TiO}_2$  и  $\text{CO}_2$  можно было обнаружить только после сравнения анализов.

Эти особенности состава спилитов впервые подметил А. Уэлс (41), который сопоставил несколько имеющихся в то время анализов, вывел из них средний состав этих пород и сравнил его со средним составом базальтов. Позднее Н. Сундиус (97) дополнил сведения о химическом составе спилитов несколькими новыми анализами и вывел новый, но мало отличающийся от первого средний состав. По сравнению с базальтами и этот «средний спилит» характеризуется теми же особенностями.

Химический состав кератофигов еще менее изучен. Из минералогического состава видно, что преобладание  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$  характерно и для этих пород. Произведенные различными авторами сравнения анализов кератофигов и риолитов подтвердили это.

Вывод средних составов отдельных членов спилито-кератофировых формаций и сравнение их со средними составами пород нормального риолит-базальтового ряда нельзя признать правильным методом изучения химизма этих пород. В настоящее время имеется лишь небольшое число анализов спилитов и кератофигов, и поэтому любой анализ случайно неправильно определенной или нетипичной породы может сильно исказить действительно средний или типичный состав. Сравнение должно производиться не между средними типами, а между комплексами пород. Наиболее удобный способ такого сравнения разработан в последнее время А. Н. Заварицким (165, 166, 167). Сущность его заключается в построении определенным способом диаграммы химических составов пород и исследовании тех закономерностей, которые отображаются на этой диаграмме.

Для изучения химизма спилитов и кератофигов собраны из литературы почти все анализы этих пород. При этом взяты анализы всех пород, связанных геологически с той или иной спилито-кератофировой формацией, независимо от того, определялись ли они как спилиты и кератофиры, или как «диабазы», «метабазальты», «фельзиты», «натровые риолиты» и т. д. Такими породами оказались главным образом спилиты Англии, Крыма, Мугоджар, Карелии, Австралии, описанные в этой работе породы Блявы и некоторые другие. Анализы отдельных спилитов, метабазальтов и кератофигов, не связанных с какой-либо установленной спилито-кератофировой формацией, в большинстве случаев отбрасывались. Многие из этих пород относятся, несомненно, к базальтовым формациям и являются лишь случайными отклонениями. Их нельзя объединять с настоящими спилитами, как это сделал Х. Фейрбейрн (155). Такое объединение произвольно, оно не отражает естественных геологических ассоциаций и мешает выяснению различий между спилитами и базальтами.

Собранные анализы были пересчитаны в числовые характеристики по А. Н. Заварицкому и на этих данных построена петрохимическая диаграмма (фиг. 23).

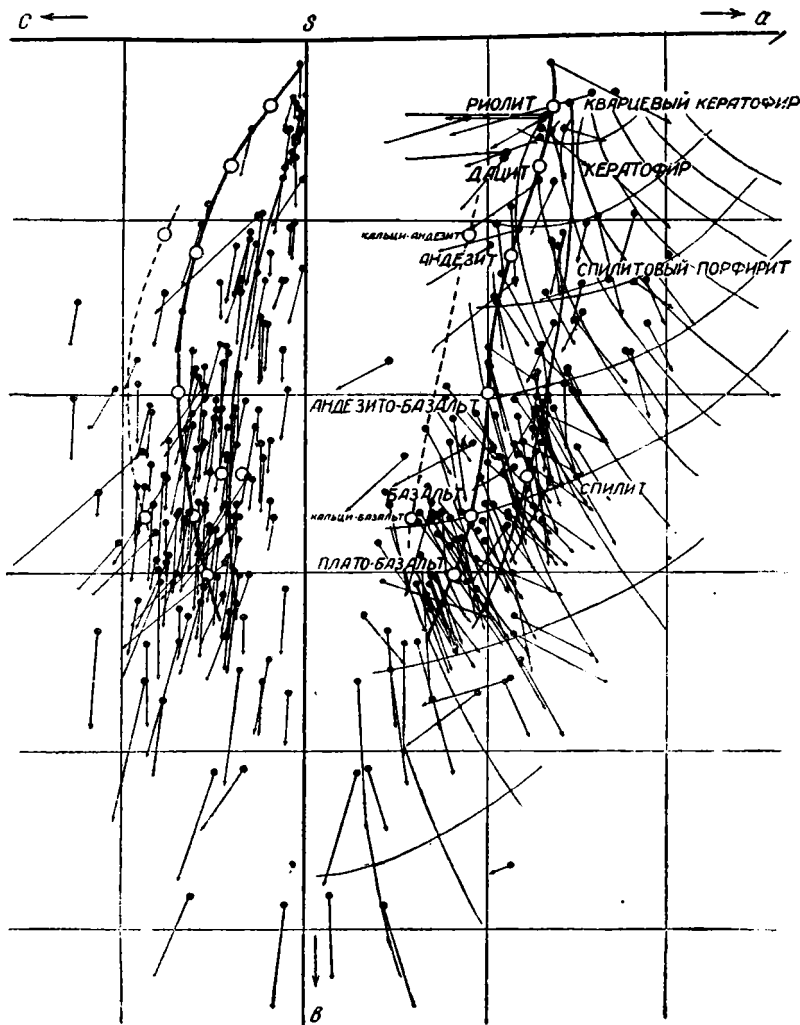
Из рассмотрения диаграммы можно сделать следующие выводы:

1. По своему химическому составу все члены спилито-кератофировых формаций отличаются от пород нормального риолит-базальтового ряда. На диаграмме большая часть их фигуративных точек не лежит на линии нормального ряда, положение последней совершенно определено, так как она проходит через средние типы базальта, андезита и риолита и по существу представляет совокупность фигуративных точек бесконечного множества анализов пород нормального ряда.

2. Химический состав различных пород спилито-кератофировых формаций варьирует в широких пределах. На диаграмме это выражено в том, что фигуративные точки более или менее рассеяны. Отдельные породы имеют состав не только нормальных базальтов и андезитов, но

и совершенно противоположных типичных спилитам пород — кальци-базальтов и кальци-андезитов.

3. Спилиты и кератофиры образуют непрерывный ряд пород, аналогичный нормальному риолит-базальтовому ряду. На диаграмме точки располагаются непрерывной полосой вдоль некоторой линии, параллельной линии нормального ряда.



Фиг. 23. Химический состав пород спилито-кератофировых формаций. Для сравнения нанесены средние составы пород нормального ряда по Дэли (165) и средний состав спилита по Уэлсу (41) и Сундиусу (97, для него с немного меньше). Нанесены также линии, выражающие закономерность изменения направления и величины векторов на плоскости  $asb$  в зависимости от положения фигуративных точек по А. Н. Заварицкому (166).

4. По сравнению с породами нормального ряда все члены спилито-кератофировых формаций характеризуются:

1. Повышенным содержанием щелочей ( $a$ ) — на диаграмме проекции фигуративных точек на плоскости  $asb$  более удалены от линии  $sb$ , чем проекции линии нормального ряда. В самых кислых породах — кварцевых кератофирах — эта особенность отсутствует.

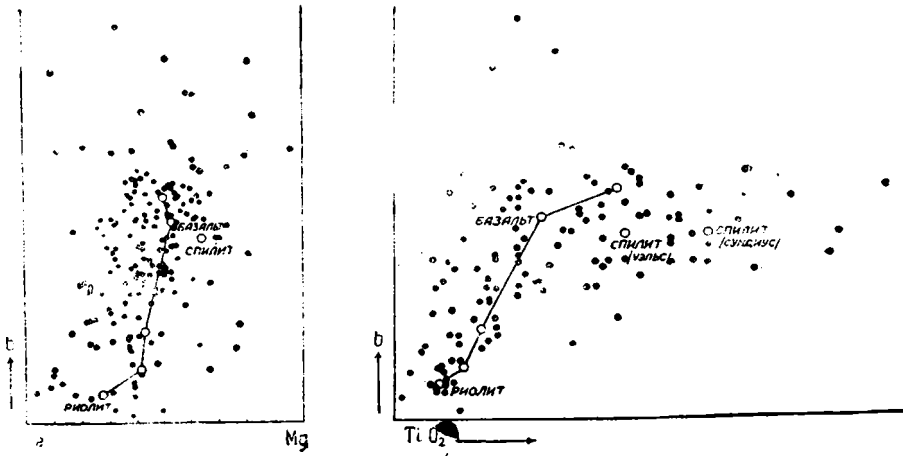
2. Значительным и постоянным преобладанием  $Na_2O$  над  $K_2O$  —



на диаграмме на плоскости  $csb$  векторы, выражающие соотношение этих окислов, направлены почти вертикально вниз.

3. Пониженным содержанием полевошпатовой извести ( $c$ ) — проекции точек на плоскости  $csb$  более приближены к линии  $sb$ , чем проекция линии нормального ряда. Эта особенность, повидимому, наименее существенна и у некоторых спилитов отсутствует.

5. Другие особенности состава спилитов не находят достаточно наглядного отражения на петрохимической диаграмме. Более высокое, чем у базальтов, отношение  $Fe:Mg$  должно выражаться в несколько меньшей длине векторов на плоскости  $asb$ ; на фиг. 24 это показано в другой форме. Более высокое содержание  $TiO_2$  и  $CO_2$  вообще не может найти своего выражения на диаграмме; на фиг. 24 показана и эта особенность.



Фиг. 24. Отношение  $Fe:Mg$  и содержание  $TiO_2$  в зависимости от количества феррических компонентов ( $b$ ) в породах спилито-кератофировых формаций.

6. Между спилитами и базальтами существуют, повидимому, непрерывные переходы, судя по тому, что на диаграмме полоса фигуративных точек соприкасается с линией нормального ряда. Это уже подметили Х. Фейрбейрн (155) и Ж. Джилюли (110) при рассмотрении треугольной диаграммы нормативных полевых шпатов. Такая диаграмма изображена на фиг. 25.

7. Параллелизм между нормальным рядом и рядом спилитовых пород позволяет разобраться в их систематике. Из диаграммы совершенно очевидно, что спилитами следует называть породы примерно с таким же содержанием феррических компонентов ( $b$ ), как и у базальтов. Спилитовые порфиры (кератоспилиты) в этом отношении должны отвечать андезиту, кератофиры — дацитам и кварцевые кератофиры — риолитам. Однако, как увидим дальше, определения пород у различных авторов не всегда отвечают положению фигуративных точек.

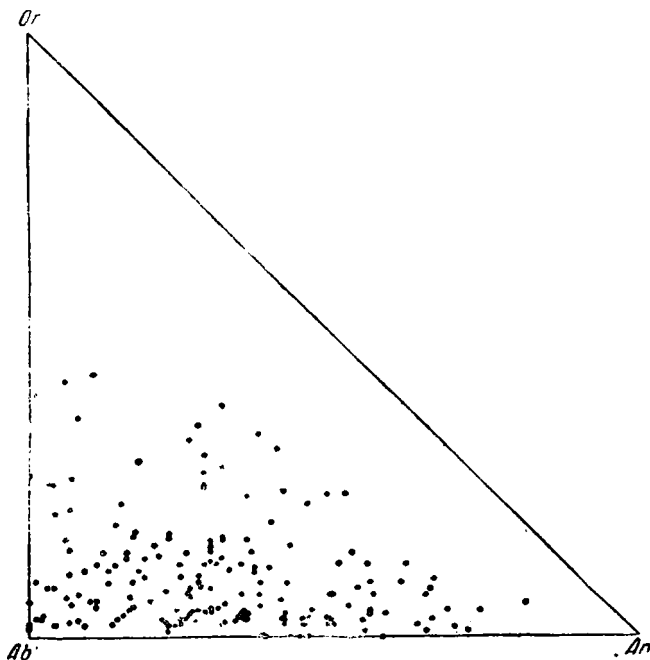
### Сравнение спилито-кератофировой формации Блявы с некоторыми другими

Выяснив петрохимические особенности спилитов и кератофиров вообще, рассмотрим отдельные спилитовые формации и сравним их с изученной формацией Блявы. Такое сопоставление естественных геологических групп горных пород позволит выяснить, насколько существенны те или иные отклонения от средних типов. Для спилитов это особенно важно, так как колебания их состава значительны.

А. Спилито-кератофировая формация Блязы и вулканические породы горы Карадаг

Химических анализов различных пород описываемой формации Блязы еще немного, но достаточно, для того чтобы построить петрохимическую диаграмму (фиг. 26). На этой диаграмме наглядно отображаются все уже отмеченные особенности отдельных пород. Кроме того, диаграмма позволяет сделать следующие выводы о химизме формации в целом:

1. Описываемая формация является типичной спилито-кератофировой формацией. На диаграмме почти все точки располагаются вдоль линии средних составов спилитовых пород.



Фиг. 25. Нормативный состав полевых шпатов в спилитовых породах.

2. Отдельные породы этой формации представляют типичные разновидности спилитовых пород. Состав наиболее типичного для описываемой формации спилита (2) почти тождественен со средним составом спилитов вообще и аналогичен составу базальта из пород нормального ряда. Спилитовый порфирит описываемой формации (7), несомненно, аналогичен андезитам.

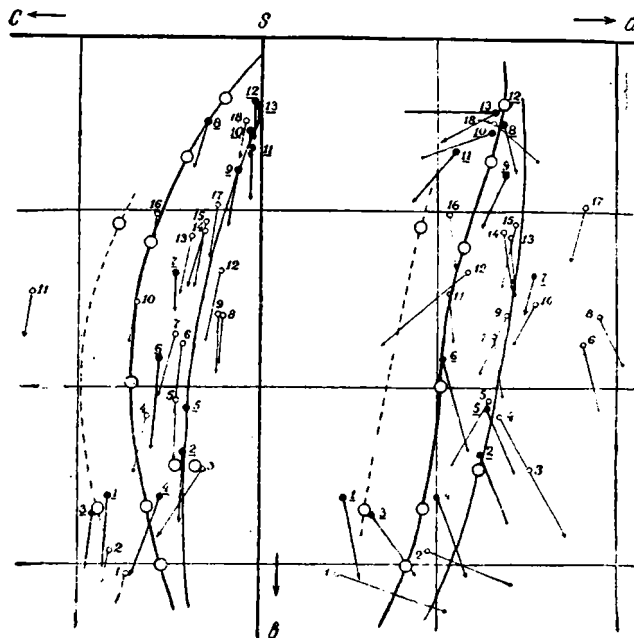
3. Отклонения от состава типичного спилита наблюдаются главным образом в сторону кальци-базальта (1, 3).

4. Среди кератофировых пород выделяется роговообманковый порфирит (8) вследствие повышенного содержания извести. Спилито-кератофировую формацию Блязы следует сравнить прежде всего с формацией горы Карадаг. Для этого данные анализов пород этой формации нанесены на ту же диаграмму (фиг. 26). На диаграмме видно:

1. По химическому составу породы горы Карадаг являются преимущественно спилитовыми порфиритами, хотя некоторые из них определены Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и Е. Н. Дьяконовой-Савельевой как спилиты (6) и кератофиры (13, 15, 16, 17).

2. Типичными спилитами являются немногие породы (3, 4, 5); некоторые отвечают кальци-базальтам (1, 2).

3. Кислые члены в спилитовой формации Карадага отсутствуют. Единственный кварцевый кератофир, (18) из Ат-Башбогаз описан Д. И. Щербаковым и не относится непосредственно к формации горы Карадаг.



Фиг. 26. Химический состав спилитовых пород Блявы и Карадага. Породы Блявы (точки):

1. Диабаз с лабрадором (стр. 22). 2. Спилит (стр. 22). 3. Микролитовая разновидность с лабрадором (стр. 22). 4. Диабаз с альбитом (стр. 28). 5. Спилит (стр. 28). 6. Варнолит (стр. 31). 7. Спилитовый порфирит (стр. 35). 8. Роговообманковый порфирит (стр. 38). 9. Кератофир (стр. 45). 10. Кварцевый кератофир (стр. 45). 11. Кварцевый кератофир (стр. 45). 12. Кератофир (стр. 45). 13. Кварцевый кератофир (стр. 45).

Породы Карадага (кружки):

1, 2, 5. Спилит Карагач (60); 3. То же «гриб» (60); 4, 6. То же «магнитный камень» (60); 7. Кератоспилит Сердоликовая бухта (60); 8. То же Гаур-бак (60); 9. Кератофир «Шапка Мономаха» (60); 10. Альбитовый диабаз Карабаир (58); 11. То же д. Лиманы (58); 12. Кератофир Алушта (59); 13. То же «Иван Разбойник» (60); 14. Серый мандельштейн (58); 15. Кератофир Хобатебе (60); 16. То же Плойчатый мыс (60); 17. То же Карагач (60); 18. Кварцевый альбитофир Ат-Башбогаз (59).

**Б. Спилитовые породы Мугоджар**

По данным химических анализов спилитовых пород Мугоджар построена диаграмма (фиг. 27), из рассмотрения которой следует:

1. Большинство анализов представляет породы нормального ряда. Некоторые породы имеют состав базальтов и даже кальци-базальтов, другие отвечают андезито-базальтам и андезитам.

2. Типичными спилитами являются только спилит Кундудзы (13) и «плагноклазовый порфирит» Аулие (11).

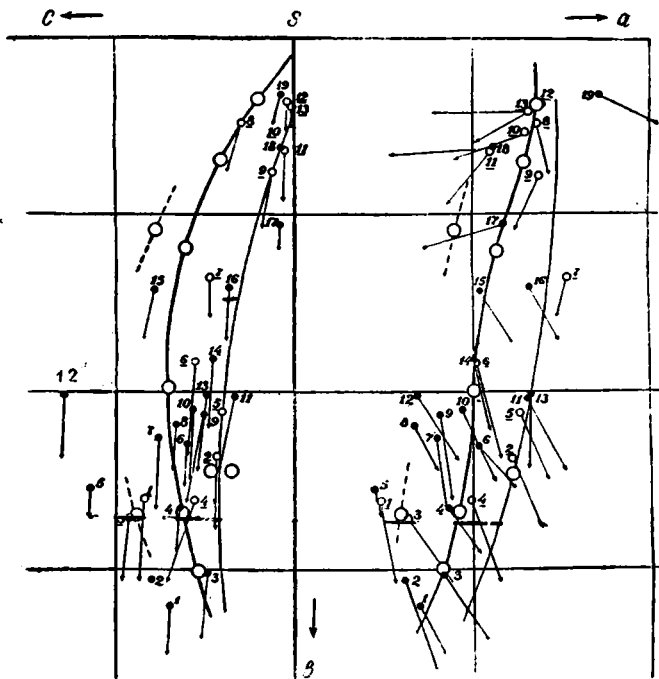
3. К спилитовым порфиритам Блявы близка сферолитовая порода Джаман-тау.

4. Кератофиры Джаман-тау близки к кератофирам Блявы.

**В. Спилитовая формация Англии**

О химизме спилитов Англии можно судить по большому числу имеющихся анализов, которые все использованы при построении диаграммы (фиг. 28). Большая часть анализов представляет ордовичские

породы и лишь немногие относятся к докембрийским спилитам (5, 23, 26, 32) и породам каменноугольного возраста (19, 21). Этими немногими анализами можно пренебречь и сравнить спилиты Блявы с ордовичскими спилитами Англии.



Фиг. 27. Химический состав спилитовых пород Мугоджар. Для сравнения приведены анализы пород Блявы (кружки, см. фиг. 26).

1, 4, 5, 6, 7, 8. Стекловатые сферолитовые породы Бохтыбай (63); 2. Диабаз Джаксы-тау (63); 3. То же Бохтыбай (67); 12. То же (63); 9. Авгито-плагноклазовый порфирит Айрюк (67); 10. Порфирит р. Егинды Аша (67); 11. Плагноклазовый порфирит Аулие (17); 15. То же Алабас (68); 13. Спилит Кундулзы (68); 14. То же р. Аше-сай (68); 16. Сферолитовая порода Джаман-тау (62); 17. Кварцевый порфирит Джаман-тау (66); 18. Кварцевый порфирит Джаман-тау (66); 19. То же Джаксы-тау (66).

Из диаграммы следует:

1. Рассматриваемые породы Англии составляют несомненную спилито-кератофировую формацию. Фигуративные точки большинства анализов располагаются вдоль линии спилитового ряда, выявленного из всей совокупности спилитовых пород.

2. Спилиты Англии отличаются от типичных спилитов и, в частности, от спилитов Блявы, несколько повышенным содержанием полевошпатовой извести (с) при одновременно высоком содержании щелочей (а).

3. Среди этих спилитов находятся породы, имеющие состав кальцибазальта.

#### Г. Спилиты Карелии

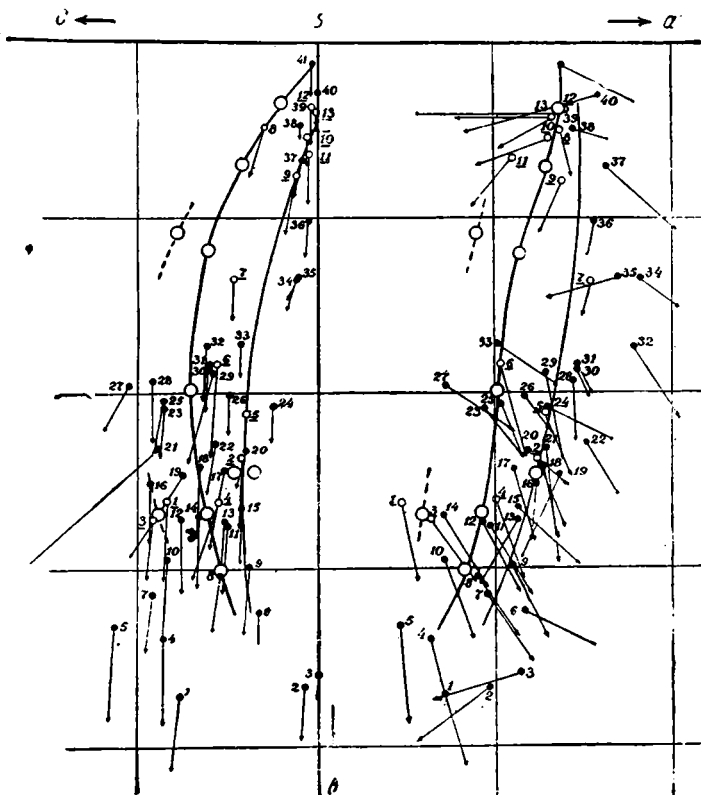
Эти породы также представлены большим числом анализов. Из рассмотрения диаграммы (фиг. 29), построенной по данным этих анализов, видно:

1. Среди спилитовых пород Карелии встречаются как настоящие спилиты, так и сильно отличающиеся от них породы.

2. Последние характеризуются повышенным содержанием кали. Векторы, выражающие отношение  $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ , отклонены влево значительно больше, чем у спилитов.

3. «Калиевые диабазы» не имеют повышенного содержания щелочей вообще (а), которые есть у спилитов.

4. Настоящие спилиты Карелии по химическому составу разнообразны. Среди них есть близкие к спилитам Блявы (13, 17). Многие по составу отвечают кальци-базальтам. Калиевые диабазы Карелии выде-



Фиг. 28. Химический состав спилитов Англии. Для сравнения нанесены анализы пород Блявы (кружки, см. фиг. 26).

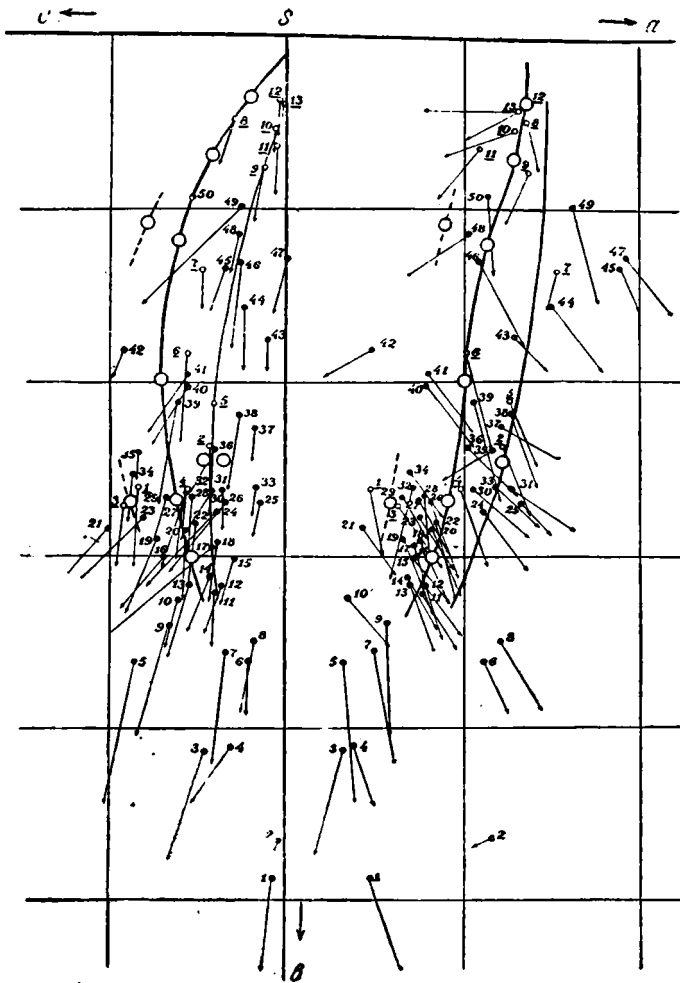
Спилиты Корнуола. 1, 17. Pentire Point (17); 42, 22, 27. Cameford (17); 10. Trewint (17); 13. Slade Bridge (17); 16. Port Issaas (17); 9. Carturthor (28); 15. Trevenden (28); 34. Gwavyus Quarry (28); 2, 3. Trellis Quarry St. Kew (27); 7. Bokelly St. Kew (27); 11. Muellon Island (31) и 30, 31 (17). Спилиты: 6. Newton Ab ot, Девон (34); 18. Devonport Девон (27); 25. Trusham Station Девон (34); 17. Snowhove Уэльс (45); 24. Tawvallich (28). 8, 26. A r d i f u a r Шотландия (28); 14, 33. Dduallt, Мернонет (44); 5, 12. О-в Энглез (13); 19. Tidewelt Dall (48); 21. Millers Dall (148); 32. Ayrshire (32). 23. «Pre-spilite» Ayrshire (48); 20. Муджефрит Skomer (3); 29. Марлоезит Grassholm Island (28); 35. Натровый трацит Skomer (30); 36. Кератофир Trevenden (28); 37, 38. Кварцевый кератофир Lizart (31); 39, 40. Натровый фельзит Ирландии (38); 41. Натровый риолит Skomer (30).

ляются на сводной петрохимической диаграмме спилитов (фиг. 23). Возможно, что это породы другой геологической формации; возможно и то, что повышенное содержание  $K_2O$  обусловлено более поздними процессами метаморфизма этих пород.

#### Д. Другие спилито-кератофировые формации

Химический состав пород, составляющих другие формации, представлен очень небольшим числом анализов. Имеется лишь несколько анализов спилитов Австралии, Норвегии, Орегона и отдельные анализы спилитовых пород из других мест.

Все эти породы вошли в сводную диаграмму спилитов (фиг. 23), рассматривать же по ним остальные формации бесцельно, так как три-четыре анализа не могут дать представления о целой формации.



Фиг. 29. Химический состав спилитов Карелии. Для сравнения нанесены породы Блявы (кружки, см. фиг. 26).

Диабазы: 9. Оз. Ближне (86); 10. Шуньга (86); 11. Ругозеро (85); 12. Шелейка (86); 13. Лижма (86); 14. Пергуба (86); 15. Онего-Беломорский водораздел (86); 18. Янг-Озеро (86); 19. Мезин-остров (86); 27. Надвоицы (86); 38. Гомсельга (86); 42. Массельга (86). Спилиты: 2. р. Повенчанка (86); 6. Массельга (86); 20. Паданы (81); 22. Пергуба (86); 25. Кулмукса (81); 33. Кончозеро (81); 34. Серозеро (82); 37. Из «соломонской брекции» Петрозаводск (81); 43. Янгозеро (81). Вариолиты: 26, 39, 45, 47, 48. Суисари (86); 26, 30, 36, 40, 41. Ялгуба (76); 35. Зап. берег Онежского озера (86). Порфириды: 1. Лийгуба (86); 8. Петрозаводск (8); 44. Черная Ваарака (85); Мандельштейны: 17. Ворноборский край (86); 28. Пергуба (86); 32, 46. Ялгуба (76); 4, 7. Авгитовый порфирит Суисари (86); 23. То же Ялгуба (76); 3. Уралитовый порфирит Юнка (81); 5. Протеробаз д. Ерши (76); 29. Диабаз-порфирит Гусь-озеро (86); Диабаз-фельзит Ялгуба (76); 16, 21. Афанит Сандал-озеро (86); 48. Кварцевый ксеногидрофил Косозеро (85); 50. Порфиридная порода (86).

## Глава 10

### АЛЬБИТИЗАЦИЯ И ГЕНЕЗИС СПИЛИТОВЫХ ПОРОД

#### О выделении альбита из магмы

Является ли альбит в спилитовых породах минералом, кристаллизовавшимся непосредственно из расплава, или он образовался в результате метасоматического замещения другого полевого шпата — этот вопрос вначале считался главным для решения спилитовой проблемы. В настоящее время этот вопрос решен. Постоянная ассоциация спили-

товых пород с нормальными известково-щелочными породами, нахождение типичного спилита с альбитом и породы базальтового состава в одном потоке или даже в одном куске, а главное — нахождение остатков основного плагиоклаза или калиевого полевого шпата в альбите спилитов или кератофиров — указывают на метасоматическое происхождение альбита.

Альбитизация во всех спилитовых породах, несомненно, имела место, и можно только сомневаться, весь ли альбит образовался в результате ее.

Рассматривая этот вопрос, обычно различают образование альбита в спилитах и в кератофирах.

Сторонников магматического происхождения альбита в основных породах было очень немного. Вначале, когда для спилитов считалась характерной сильная разложенность, альбитизация или «деанортизация» плагиоклаза рассматривалась как естественное следствие процессов общего разложения породы. Но когда В. Бенсон (50), а затем и Н. Сундиус (94) установили присутствие совершенно свежего на вид альбита с неразложившимся пироксеном, возникли предположения о выделении альбита из магмы.

Первым против этих предположений В. Бенсона высказался П. Эсколя (81). Указывая, что в спилитах плагиоклаз и пироксен кристаллизовались одновременно, как это видно из структуры пород, П. Эсколя утверждал, что это не могло бы иметь места, если бы плагиоклаз был альбитом. В подтверждение он ссылаясь на экспериментальные работы Н. Боуэна (157) над системой альбит-диопсид, которые показали, что одновременная кристаллизация этих минералов возможна только при 97% альбита. Это не показалось убедительным Н. Сундиусу (97), который справедливо заметил, что магма не есть система альбит-диопсид и что присутствие железа должно отодвинуть эвтектику от альбита. Как изменится состав эвтектики, Н. Сундиус не мог знать, так как это выяснилось только несколько лет спустя. Новые эксперименты Н. Боуэна и Ж. Шерера (158) показали, что смещение эвтектики незначительно. В системе альбит-файялит одновременная кристаллизация происходит при 85% альбита.

Таким образом, возражения Н. Сундиуса потеряли силу, но это не означает, что экспериментальные работы над «сухими» системами доказали невозможность выделения альбита из магмы, богатой летучими. Каково было содержание этих летучих и как они влияли на состав выделяющихся из магмы минералов, неизвестно. Поэтому говорить о невозможности или возможности выделения альбита из магмы бессмысленно. Многие петрологи, в частности В. Н. Лодочников (159), утверждают, что выделение чистого альбита из магмы, содержащей некоторое количество  $\text{CaO}$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , противоречило бы «обычно действующим законам распределения окислов в гомогенно жидкой фазе» (157, стр. 63—64).

Выделение альбита из магмы, близкой по составу к кератофирам, т. е. почти не содержащей  $\text{CaO}$ , считается более вероятным. Однако и здесь еще нет доказательств, что это где-либо имело место. В кератофирах альбитизация, несомненно, происходила в неменьшем масштабе. Альбитом замещался не только плагиоклаз, но и калиевый полевой шпат.

### Время альбитизации

Объясняя генезис спилитовых пород исключительно альбитизацией, нужно прежде всего выяснить, является ли последняя автометаморфическим процессом или обусловлена внешними факторами, совершенно не связанными с образованием первоначальных пород.

В прошлом столетии П. Термье (152) связывал альбитизацию, или «деанортизацию», основного плагиоклаза с процессами выветривания. В 1909 г. Е. Бейли и Г. Гребхем (154) впервые высказали предположение о постмагматическом происхождении альбита. С ними согласились Х. Дьюи и Ж. Флетт (28), и с тех пор этого представления придерживается большинство петрографов.

Некоторые авторы не могли представить себе широкое развитие автометаморфических процессов в эффузивных породах и поэтому обуславливали альбитизацию различными причинами: Н. Сундиус (92) в 1915 г.— региональным метаморфизмом, Ж. Джилюли (110) в 1935 г.— выносом постмагматических растворов из интрузии натровых гранитов. Эти гипотезы не имеют достаточных оснований. Не все спилиты подвергались региональному метаморфизму, и вблизи многих нет никаких интрузий, в то время как альбитизация проявлялась всюду и одинаковым способом. Поэтому проще представить себе связь альбитизации с образованием первоначальных пород, тем более что этот процесс был одним и тем же во всех спилитовых формациях.

На Бляве (см. стр. 67) и в некоторых районах Англии (47) в обломочно-вулканических породах находятся преимущественно неальбитизированные породы. Такие же породы образуют на Бляве центральные части потоков или находятся только в более крупных потоках. Это указывает на некоторую зависимость процессов альбитизации от вулканических извержений. Поэтому до некоторой степени обосновано то, что альбитизация являлась автометаморфическим процессом и происходила после отвердевания породы, но до полного ее остывания.

#### **Условия остывания лав под водой**

Подводный характер излияний лав, из которых образовались спилитовые породы, не вызывает сомнений. Переслаивание спилитов с радиоляриевыми яшмами и другими морскими отложениями в большинстве случаев непосредственно доказывает это. Широкое развитие типичных шаровых лав, неизвестных у пород, образовавшихся на земной поверхности, также может служить указанием на подводный характер излияний.

Утверждения Х. Баклунда (123), будто некоторые спилиты образовались в наземных условиях, не обоснованы. Среди современных вулканических пород, образовавшихся, несомненно, в наземных условиях, спилиты неизвестны. Трудно себе представить, чтобы они не образовались и в настоящее время; повидимому, они только скрыты под водой.

Условия кристаллизации и остывания лав под водой и на земной поверхности различны. В подводных условиях лавы не подвергаются процессам окисления. За это говорит не только то, что количество свободного кислорода в морской воде меньше, чем в воздухе, но и то, что некоторые минералы, как гематит и иллингсит, широко распространены в базальтах, в спилитах неизвестны.

Поскольку отсутствовали экзотермические реакции окисления, температура лав под водой была более низкой, чем на поверхности. Непосредственные изменения температур базальтовых лав в зоне окисления дают 1000—1185°, а вне этой зоны только 750—900° (160, стр. 23).

Гидростатическое давление в подводных условиях достигало нескольких десятков, а может быть, даже сотен атмосфер, в зависимости от глубины. На каждые 10 м погружения в воду давление увеличивается примерно на 1 атм. В земной коре давление увеличивается с глубиной в 2.5 раза быстрее.

Охлаждение лав в подводных условиях происходило значительно



быстрее, чем на земной поверхности, вследствие большей, чем у воздуха, теплопроводности воды. Из практики закалки стали известно, что скорость ее охлаждения в воде в десятки раз больше, чем в воздухе.

Образование стекловатых и вариолитовых пород базальтового состава, повидимому, возможно только в подводных условиях.

Летучие компоненты в лавах, излившихся под водой, удерживались в большем количестве, чем в лавах, излившихся на земной поверхности. Многие авторы — Е. Бейли и Г. Гребхем (154), Х. Дьюи и Ж. Флетт (28), А. Уэлс (41) и др. объясняли это быстрым образованием непроницаемой стекловатой оболочки. Однако существование пузыристых зон в периферии подушек шаровых лав показывает, что вскипание, т. е. частичное выделение из лав газа, имело место и что говорить о непроницаемости стекловатой оболочки нет оснований. Меньшее количество выделяющихся из лав летучих определялось повышенным внешним давлением и отсутствием путей выхода газа и в окружающей среде.

### Источник натра и особенности альбитизации в спилитах

Альбитизация во всех спилитовых породах является химической реакцией обмена между твердым известково-натровым или калиевым полевым шпатом и жидкими или газообразными растворами, содержащими  $\text{Na}_2\text{O}$  и способными растворять  $\text{CaO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ .

Физическое состояние этих растворов не может быть установлено, однако в настоящее время большинство петрологов и минералогов настаивает на жидком состоянии постмагматических растворов. Д. С. Коржинский (160) на основании анализа метаморфических реакций с точки зрения физической химии утверждает, что все эти реакции происходят в присутствии жидких водных растворов. Растворяющая способность газов, как известно, незначительна, а в надкритическом состоянии растворы при альбитизации в спилитах, повидимому, не находились. Экспериментальные работы П. Эсколя и его сотрудников (156) показали, что альбитизация основного плагиоклаза при избытке  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$  лучше всего происходит при  $310\text{--}330^\circ\text{C}$ , т. е. ниже критической температуры воды ( $374^\circ\text{C}$ ).

Исключительные масштабы альбитизации в спилитовых породах указывают, что количество  $\text{Na}_2\text{O}$ , выделявшееся из раствора, очень велико. Относительно того, находилось ли это количество все время в растворе, пропитывающем породу, или  $\text{Na}_2\text{O}$  непрерывно привносился извне, нет единого мнения.

Е. Бейли и Г. Гребхем (154), Х. Дьюи и Ж. Флетт (28), А. Уэлс (41) и многие другие рассматривали постмагматические растворы как остаточные, получившиеся из того же расплава, что и твердая порода. Альбитизация, по их мнению, происходила в условиях закрытой системы при своего рода «тушении» породы в насыщенных водных растворах карбоната натрия («stewing in a concentrated solution of sodium carbonate»).

Совершенно иначе рассматривал альбитизацию Г. Бесков (101). По его мнению этот процесс происходил в условиях открытой системы. Количество натра в растворе не убывало в результате реакции, так как происходило непрерывное пополнение его за счет неограниченного количества содержания натра в морской воде.

Изолированность остывающих лав от морской воды не создается в результате «быстрого образования стекловатой корки», как это считали Х. Дьюи и Ж. Флетт (28). Эта корка должна была быть также пропитана постмагматическими растворами, раз альбитизация в ней имела место. Изолированность лав может быть только результатом образования вокруг них газовой оболочки, препятствующей диффузии

ионов. Такая оболочка возможна при соприкосновении нагретых до 310° лав с чистой водой при давлении менее 97.4 атм., т. е. на глубинах менее 970 м. При соприкосновении лав с морской водой, содержащей в растворе различные соли, образование газовой оболочки, согласно Г. Бескову, невозможно даже при меньших глубинах (до 100 м). Испарение воды здесь, несомненно, вызовет увеличение концентрации солей, что приведет к обратной конденсации пара.

Таким образом, представление Г. Бескова о непосредственном соприкосновении остывающей породы с морской водой и возможности обмена веществ между ними более обосновано, чем представление о закрытой системе. Однако трудно представить себе, чтобы только морская вода была источником натрия в постмагматических растворах. Подводные горячие источники, которым соответствуют фумароллы и сольфатары в наземных условиях, непрерывно выносили из вулканического очага значительное количество натрия, и его концентрация в морской воде около излившихся лав была, повидимому, больше обычной.

Вследствие большой подвижности ионов натрия (161) альбитизация не изменяла концентрации их в растворах, пропитывающих породу. Натр все время находился в избытке. Реакция шла почти всегда до конца, т. е. до полного замещения плагиоклаза или калиевого полевого шпата. Реакция не зависела от состава плагиоклаза. Альбитом одинаково замещается как лабрадор в спилитах, так и андезин в более кислых породах. Правда, в старой литературе иногда указываются «олигоклаз» и даже «андезин» в спилитах, но это, повидимому, результат неточности определения. Как правило, альбит во всех спилитовых породах почти не содержит аортитовой молекулы.

Присутствие альбита в миндалинах, жилки его в породах с уже альбитизированным плагиоклазом указывают на избыток натрия даже после окончания альбитизации.

Кроме натрия вполне подвижными компонентами (161) были углекислота и, конечно, вода. Еще Е. Бейли и Г. Гребхем (154) указали, что альбитизация происходит при избытке углекислоты. Благодаря экспериментам П. Эсколя (156) это уже почти доказано.

Известь и кали, освобождающиеся при реакции, также должны считаться подвижными компонентами. Они, как правило, выносились из породы, хотя в некоторых участках и образовались кальциевые минералы, главным образом кальцит и пренит. Выделение этих минералов из раствора происходило, очевидно, в других условиях.

Кремнезем, необходимый для реакции замещения аортита альбитом, тоже находился в растворе. Находился ли он в виде растворимых силикатов натрия или в каком-либо другом виде — неизвестно. Очевидно лишь, что в условиях открытой системы подвижность кремнезема была значительно меньшей, чем натрия (161), поэтому едва ли он привносился вместе с натрием извне.

Опыты П. Эсколя (156) показали, что одновременно с альбитизацией происходит разложение углекислотой ортосиликатов железа и магния. Освобождающаяся при этом кремнекислота может идти на образование альбита. В породах, превращающихся в спилиты, количество оливина было невелико, и он не мог быть главным источником кремнезема, но опыты П. Эсколя объясняют, почему этот минерал не встречается в спилитах.

Источником кремнезема являлось, повидимому, стекло. Даже в самых молодых спилитах Карадага оно полностью замещено хлоритом. Правда, в Мугуджарах известны стекловатые породы (69), но здесь они не подвергались альбитизации. Стекло в породах с альбитом нигде не отмечалось, и вряд ли оно здесь возможно.

Соотношение  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и других окислов в стекле такое, что при его раскристаллизации должны были бы образоваться пироксен и плагиоклаз. При разложении стекла в делессит глинозем плагиоклаза связывался с окислами, входящими в состав пироксена, а известь, натр и кремнезем плагиоклаза переходили в раствор. Обогащение раствора  $\text{CaO}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  не имело большого значения ввиду подвижности этих компонентов, но от обогащения кремнеземом до некоторой степени зависела альбитизация. Этим, может быть, и объясняется тот факт, что неальбитизированные породы, как правило, хорошо раскристаллизованы, т. е. почти не содержали стекла.

Разложение стекла одновременно с альбитизацией не только обогащало растворы кремнеземом, но и способствовало пропитыванию породы раствором, что делало более свободным обмен веществ. Может быть, поэтому происходил более свободный рост кристаллов и отсутствуют кристаллобластические структуры.

### **О спилитовой магме**

Представление об альбитизации в спилитовых породах, как реакции между породой и остаточными растворами в условиях закрытой системы, требовало допущения, что в лавах было очень большое количество натра и кремнезема. Даже только то количество, которое необходимо для реакции, измеряется 10—15% от массы породы. Общее же количество составных частей остаточного раствора будет значительно больше.

Поэтому еще Х. Дьюи и Ж. Флетт (28) предполагали существование особой «спилитовой» магмы, отличающейся от обычной базальтовой магмы большим содержанием воды и других летучих компонентов.

Это предположение не было принято всеми; многие допускали, что даже базальтовая магма содержит достаточное количество летучих и что только быстрое удаление их не позволяет удостовериться в этом. И то и другое предположение основано скорее на нашем незнании состава магмы, чем на каких-либо фактических данных.

В условиях открытой системы, которые, как указано, более вероятны, повышенное содержание натра в лавах не обязательно.

Лавы, повидимому, мало отличались от тех, которые в обычных условиях дают породы нормального известкового ряда.

## **Глава II**

### **ОСОБЕННОСТИ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВЫХ ФОРМАЦИЙ**

Петрографическое изучение вулканических пород западного склона Южного Урала и сравнение их с аналогичными породами из других областей позволяет сделать следующие выводы, имеющие, может быть, некоторое общее значение для петрологии:

1. Спилито-кератофировые формации являются комплексами эффузивных пород, различных по кислотности, но образовавшихся в течение одного длительного вулканического цикла в своеобразных геологических условиях.

2. Все особенности минералогического состава пород этих формаций, отличающие их от пород нормального известково-щелочного ряда, обусловлены геологическими условиями образования, а не составом лав.

3. Образование пород происходило под водой. Подводные излияния лав сопровождалась интенсивной деятельностью подводных «фумаролл» и горячих источников.

4. Все породы спилито-кератофировых формаций, как правило, автометаморфизованы и образовались в результате альбитизации под действием гидротермальных растворов, пропитывавших породы и непрерывно получавших некоторое количество натра из подводных горячих источников и морской воды.

5. О составе пород, из которых образовались спилиты и кератофиры, можно судить по породам, случайно не подвергшимся альбитизации. Последние во всех спилито-кератофировых формациях являются нормальными известково-щелочными породами.

6. Постоянные переходы альбитизированных пород в неальбитизированные и нахождение тех и других в одном потоке затрудняют их разделение. Поэтому «спилит» и «кератофир» становятся собирательными петрологическими понятиями, такими же, как «трапп», «плато-базальт» и т. д.

7. Геологические условия образования отличают спилито-кератофировые формации от андезитовых или, вернее, риолит-базальтовых формаций современных геосинклинальных областей и трапповых формаций континентальных платформ.

8. Спилито-кератофировые формации не имеют аналогов среди интрузивных петрографических формаций. Намечается некоторая пространственная связь спилитов со значительно отличающимися по возрасту интрузиями ультраосновных и основных пород.

9. Различия между отдельными спилито-кератофировыми формациями обусловлены главным образом последующим метаморфизмом их, не связанным с образованием спилитовых пород.

10. Изучение современных подводных излияний более чем что-либо будет способствовать окончательному решению проблемы спилитов.

## ЛИТЕРАТУРА

### I. Геология и петрография района Блявинского месторождения

1. Заварицкий А. Н. Колчеданное месторождение Блява в Южном Урале и колчеданные залежи Урала вообще. Тр. Геол. института АН СССР, 1936, 5, 29—64.
2. Роговер Г. Б. Медноколчеданное месторождение Блява. ГОНТИ, 1939.

### II. Вопросы образования шаровых лав

3. Anderson T. The Volcano of Matavanu in Savaii. Quart. Journ. Geol. Soc., 1910, 66, 621—639.
4. Lewis J. V. Origin of pillow-lava. Bull. Geol. Soc. Amer., 1914, 25, 591.
5. Moore E. S. Notes on the origin of pillow-lavas, Trans. Roy. Soc. Canada, Ser. 4, 1930, 137.
6. Stark J. T. Vesicular dikes and subaerial pillow-lavas of Borabora, Soc. Islands. Journ. Geol., 1938, 46, No. 3, Part I, 225—238.
7. Mc Kinstry H. E. Discussion: Pillow-lavas of Borabora, Soc. Islands. Journ. Geol., 1939, 47, No. 2, 202—204.
8. Stark J. T. Discussion: Pillow-lavas. Journ. Geol., 1939, 47, No. 2, 205—209.

Кроме того, образование шаровых лав рассматривается в следующих помещенных ниже работах о спилитах: 23, 28, 36, 38, 41, 50, 79, 86, 91, 103, 104, 108, 110, 111.

### III. Докембрийские спилиты Англии

9. Wopney T. G. a. Raisin C. A. On the so-called Spillites of Jersey. Geol. Mag., 1893 10, dec. 3, 59—64.
10. Raisin C. A. Variolite of the Lleyln and associated volcanic rocks. Quart. Journ. Geol. Soc., 1893, 49, 145—165.
11. Greenly E. The origin and Associations of the jaspers of South-Eastern Aglesey. Quart. Journ. Geol. Soc., 1902, 58, 425—440.

12. Thomas H. H., Jones O. T. On the Pre-cambrian and Cambrian Rocks of Brawdy Haycastle and Brimaston (Pembrokeshire). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1912, 68, 385.
13. Greenly E. Geology of Angelley, vol. 5. *Mem. Geol. Surv. Engl. Wales*, 1919, Distr. mem. 8.
14. Greenly E. a. Matley C. A. The Pre-Cambrian Complex and Associated Rocks of South-Western Lleyn (Carnarvonshire). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1928, 84, 454.

#### IV. Ордовичская спилито-кератофировая формация Англии

15. Whitley N. On the Remains of Ancient Volcanoes on the North Coast of Cornwall in the Parish of St. Minver. *Thirtieth An. Rep. Roy. Inst. Corst.* 1849, 60.
16. Phillips J. A. On so-called «greenstones» of western Cornwall. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1876, 32, 155—179.
17. Phillips J. A. On the so-called «greenstones» of Central and Eastern Cornwall. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1878, 34, 471—497.
18. Hatch F. H. On the Occurrence of Soda-Felsites (keratophyres) in Co. Wicklow, Ireland. *Geol. Mag.*, 1889, dec. 3, No. 6, 70—73.
19. Teall J. J. On Greenstones associated with Radiolarian Cherts. *Trans. Roy. Geol. Surv. Corn.*, 1895, 11, 560.
20. Teall J. J. The Silurian Rocks of Britain, Vol. I, Scotland. *Mem. Geol. Surv.*, 1899.
21. Flett J. S. The Geology of the Land's End District. *Mem. Geol. Surv. Eng. Wales*, 1907, 35, Expl. of sheets 351 and 358.
22. Teall J. J. The Geology of the Country around Mevagissey. *Mem. Geol. Surv. Eng. Wales*, 1907, 56, Expl. of sheet 353.
23. Reid C. a. Dewey R. The origin of the Pillow-lava near Port Isaac in Cornwall. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1908, 64, 264—272.
24. Flett J. S. The Geology of the Country around Bodmin and St. Austell. *Mem. Geol. Surv. Engl. Wales*, 1909, 49, Expl. of sheet 345.
25. Flett J. S. The Geology of the Country around Plymouth and Liskeard. *Mem. Geol. Surv. Engl. Wales*, 1909, Expl. of sheet 348.
26. Flett J. S. The Geology of the Seaboard of Mid-Argyll. *Mem. Geol. Surv. Scotl.*, 1909, 53, Expl. of sheet 36.
27. Dewey H. The Geology of the Country around Padstow and Camelford. *Mem. Geol. Surv. Engl. Wales*, 1910, 42, Expl. of sheets 335—336.
28. Dewey H. a. Flett J. S. On some British Pillow-lavas and the Rocks Associated with them. *Geol. Mag.*, 1911, 8, 202—209, 241—247.
29. Flett J. S. The Geology of Knapdale Jura and Kintyre. *Mem. Geol. Surv. Great Brit.*, 1911, 92.
30. Thomas H. H. The Skomer volcanic Series (Pembrokeshire). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1911, 67, 175—212.
31. Flett J. S. a. Rill I. B. Geology of the Lizard and Meneage. *Mem. Geol. Surv. Engl. Wales*, 1912, 117, Expl. of sheet 359.
32. Flett J. S. a. Dewey H. The Geology of Dartmoor. *Mem. Geol. Surv. Engl. Wales*, 1912, 19, Expl. of sheet 338.
33. Bailey E. B. The Loch Awe Syncline (Argyllshire). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1912, 69, 280—307.
34. Flett J. S. a. Dewey H. The Geology of the Country around Newton Abbot. *Mem. Geol. Surv. Engl. Wales*, 1913, 53, Expl. of sheet 339.
35. Cox A. H. Note on the igneous rocks of Ordovician age. *Rep. Brit. Ass. Bgham*, 1913, 496.
36. Cox A. H. a. Jones O. T. On various Occurrences of Pillow-lavas in North and South Wales. *Geol. Mag.*, 1913, 10, 516—517.
37. Dewey H. On Geology of North Cornwall. *Proc. Geol. Ass.*, 1914, 166.
38. Gardiner C. J. a. Reynolds S. H. The Ordovician and Silurian rocks of the Lough nafooy Area (County Galway). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1914, 70, 104—118.
39. Cox A. H. The Geology of the district between Aberiddy and Abercastle (Pembrokeshire). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1915, 71, 328.
40. Cox A. H. a. Wells A. K. On the Lower Paleozoic Rocks of the Arthog-Dolgelly District (Merionethshire). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1920, 76, 254—324.
41. Wells A. K. The Nomenclature of the Spilitic Suite, part 1. The Keratophyric rocks. *Geol. Mag.*, 1922, 59, 346—354, part 2. The problem of the spilites. *Geol. Mag.*, 1923, 60, 62—74.
42. Stamp L. D. a. Wooldridge S. W. The igneous and associated Rocks of Llanwrtyd (Brecon). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1923, 79, 16—46.
43. Cox A. H. The Geology of the Cader Idris Rand, Merioneth. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1925, 81, 564.
44. Wells A. K. The Geology of the Rhobell Fawr district, Merioneth. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1925, 81, 463.

45. Williams H. The Geology of Snowdon (North Wales). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1927, 83, 406.
46. Williams D. The Geology of the Country between Nant Peris and Nant Francon. (Snowdonia). *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1930, 86, 208.
47. Balsillie D. The Ballantrae igneous complex South Ayrshire *Geol. Mag.*, 1932, 63, 107.
48. Blyth F. G. H. The basic intrusive rocks associated with the Cambrian inlier near Lamvern. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1935, 91, 463—478.
49. Hudson S. N. The volcanic rocks and minor intrusions of the Cross Fell inlier. Cumberland and Westmorland. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 1937, 93; 368—405.

#### V. Спилиты и кератофиры Австралии

50. Benson W. N. Spilitic Lavas and Radiolarian Rocks in New South Wales. *Geol. Mag.*, 1913, 10, 17—21.
51. Benson W. N. The Geology and Petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales. Part 1—3. *Proc. Linn. Soc. N.S.W.*, 1913, 38, 490, 529 a. 662.
52. Benson W. N. The Geology and Petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales, Part 4. The dolerites, spilites and keratophyres of the Nundle district. *Proc. Linn. Soc. N. S. W.*, 1915, 40, 121.
53. Benson W. N. The Geology and Petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales, Part 5. The Geology of the Tamworth district. *Proc. Linn. Soc. N.S.W.*, 1915, 40, 540.

#### VI. Спилитовые породы Крыма

54. Lagorio A. E. Itinéraire d'Alouchta à Sébastopol par l'Alta, Bachtshisaray a Mangoup-Kalé. *Guide des excursions du VII Congr. Géol. Intern.*, 1897, 33.
55. Lagorio A. E. Itinéraire par le Karadag. *Guide des excursions du VII Congr. Géol. Intern.*, 1897, 31.
56. Зайцев А. М. К петрографии Крыма. *Ежг. геол. и мин. России*, 1908, 10, вып. 5—6; 1910, 12, вып. 3—4, 7—9.
57. Мейстер А. К. Материалы по петрографии Крыма. *Изв. Геол. ком.*, 1908, 27, вып. 10, 669—706.
58. Щербakov Д. И. Материалы к геологии Крыма. I. Лименский выход изверженных пород. *Изв. СПб Политехн. инст.*, 1914, 21, вып. 2.
59. Щербakov Д. И. Зеленокаменные породы Алупки. Сборник научных работ, посвященный проф. Ф. Ю. Левинсон-Лессингу в честь 30-летия его научно-исследовательской деятельности, 1915.
60. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. и Дьяконова-Савельева Е. Н. Вулканическая группа Карадаг в Крыму. *Изд. АН СССР*, 1933.
61. Лучицкий В. И. Петрография Крыма. *Изд. АН СССР*, 1939.

#### VII. Спилиты Мугуджар

62. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О сферолитовых породах Мугуджар. *Тр. Мугуджарск. экспед.*, 1899, 2.
63. Еремина Е. В. и Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Материалы для петрографии Мугуджарских гор. *Тр. СПб. общ. ест.*, 1905, 33, вып. 5.
64. Еремина Е. В. Группа гор Бохтыбай. *Тр. СПб. общ. ест.*, 1912, 35, вып. 5.
65. Пригородский М. М. Краткий геологический очерк Мугуджарских гор и смежных частей Тургайской и Уральской степи. *Изв. Геол. ком.*, 1914, 33, № 8, 889—928.
66. Чумаков А. А. Материалы по петрографии Мугуджарских гор. I. Южные Мугуджары (Джаман-тау и Джаксы-тау). *Уч. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол. почв.*, вып. 5, 1939, № 26.
67. Чумаков А. А. II. Южные Мугуджары (Бохтыбай Айрюк). *Уч. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол. почв.*, вып. 9, 1939, № 34.
68. Чумаков А. А. Краткий геолого-петрографический очерк Западного хребта Южных Мугуджар. *Уч. зап. Ленингр. гос. унив., сер. геол. почв.*, вып. 9, 1940, № 49.
69. Чумаков А. А. О происхождении натра в спилитах. *Изв. АН СССР, сер. геол.*, 1940, вып. 2, 40.

#### VIII. Спилитовая формация Карелии и Кольского полуострова

70. Иностранцев А. А. О вариолите. *Зап. Мин. общ.*, 1874, 9, 1—28.
71. Иностранцев А. А. Результаты исследования зеленокаменных пород Повенецкого уезда Олонецкой губ. *Тр. СПб общ. ест.*, 1875, 6.
72. Его же. Наблюдения над вариолитами. *Тр. СПб общ. ест.*, 1878, 5, вып. 1.
73. Loewinson-Lessing F. Die Variolite von Jalguba im Gouvernement Olonez. *Tsch. Min. Petr. Mitt.*, 1884, 6, 281—300.

74. Vogt C. Diabasporphyrite aus der umgegend der Stadt Petrosawodsk im Olo-  
netzer Gouvernement. Tsch. Min. Petr. Mitt., 1886, 8, 107—112.
75. Коленко Б. З. Геологический очерк Заонежья. Мат. геол. Рос., 1855, 13.
76. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Олонецкая диабазовая формация. Тр. СПб.  
общ. ест., 1888, 19.
77. Тимофеев В. М. О вариолите о-ва Суисари. Тр. СПб. общ. ест., 1909.
78. Егго же. Об остатках поверхности лавового потока в Суисарской древне-  
вулканической области. Тр. СПб. общ. ест., 1916, 38, вып. 5.
79. Тимофеев В. М. О находке pillow-lava в Олонецком крае. Геол. вестн.,  
1916, 8, № 3, 128—132.
80. Щербakov Д. И. Полезные ископаемые Южной Карелии. Тр. Сев. научно-  
пром. экспед., 1924, вып. 24.
81. Eskola P. On the petrology of Eastern Fennoscandia. I. The mineral develop-  
ment of basic rocks in the Karelian formations. Fennia., 1925, №. 9, 19.
82. Елисеев Н. А. Диабазы Туломозерского района. Тр. Ленингр. общ. ест.,  
1925, 5, вып. 1.
83. Егорова Е. Н. Зеленокаменные породы на Онего-Беломорском водоразделе.  
Тр. Олонецкой научной экспедиции Государственного гидрологического  
института, ч. 3, вып. 1. 1926.
84. Елисеев Н. А. О сегозерских спилитах. Зап. Мин. общ., 1928, 57, вып. 1,  
стр. 105—121.
85. Судовиков Н. Г. Материалы по петрографии центральной Карелии.  
Изв. Гл. геол.-разв. упр., 1931, вып. 51. 781—796.
86. Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Изд. АН СССР, 1935.
87. Соустов Н. И. Геолого-петрографический очерк зеленокаменной толщи к югу  
от Хибинского массива. Мат. по петр. и геохим. Кольск. полуострова, ч. 6.  
1935.
88. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. О своеобразном типе дифференциации в варио-  
лите Ялгубы. Тр. Петр. инст. АН, СССР, 1935, вып. 5, 5—11.
89. Соустов Н. И. Протерозойская спилитодиабазовая формация Имандра-  
Варзуга на Кольском полуострове. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, сер.  
петр., вып. 26, 1940, № 9.

#### IX. Докембрийские спилиты Скандинавии и Финляндии

90. Lundbohm H. Sketch of the geology of the Kiruna district. Geol. Förn. Förhandl.  
1910, 32.
91. Sundius N. Pillow-lava from the Kiruna district. Geol. Förn. Förhandl., 1912, 34,  
H. 3. 317—332.
92. Sundius N. Beiträge zur Geologie des südlichen Teils des Kiruna-gebiets.  
Vetenskapliga och praktiska Undersökningar i Lipland. Uppsala, 1915.
93. Geijer P. Notes on albitization and the magnetite-syenite-porphyrtes. Geol. Förn.  
Förhandl., 1916, 38, H. 4, 243—264.
94. Sundius N. Zur Frage der Albitisierung im Kirunagebiet. Geol. Förn. Förhandl.,  
1916, 38, H. 4, 444—462.
95. Hackman V. Studien über den Gesteinsaufbau der Kittilä-Lappmark. Bull. Comm.  
Géol. Finlande, 1927, No 79.
96. Geijer P. Pre-Cambrian geology of the iron bearing region Kiruna-Gälltware-  
Pajala. Sver. Geol. Undersökn. Arsb. 24, N 3, Ser. C, 366, 1930.
97. Sundius N. On the Spilitic rocks. Geol. Mag., 1930, 67, 1—17.

#### X. Нижнепалеозойские спилиты Скандинавии

98. Goldschmidt V. M. Geologisch-petrographische Studien im Hochgebirge des  
Südlichen Norwegens. IV. Uebersicht der Eruptivgesteine im kaledonschen Gebirge  
zwischen Stavanger und Trondhjem. Skrifter Vidensk. I. 1916.
99. Carstens C. W. Der unterordovicische Vulkanhorizont in dem Trondhjemgebiet.  
Norsk Geol. Todskrift, 1924, 17.
100. Vogt T. Sulitmafältets geologi o petrografi. Norsk Geol. Unders, 1927, № 121.
101. Beskow G. Södra Storfjället im südlichen Lappland. Sver. Geol. Undersökn. Arsb. 21  
(1927). Ser. C. № 350, 1929.

#### XI. Докембрийские спилиты Северной Америки

102. Williams G. H. The greenstone Schist Areas of the Menominee and Marquette  
Regions of Michigan. Bull. U.S. Geol. Surv., 1890, № 62, 167.
103. Clements J. M. a. Smith H. L. The Cristal Falls iron-bearing district of  
Michigan. U.S. Geol. Surv., 1899, Mon. 36.
104. Van-Hise C. R. a. Leith C. K. Geology of the Lake Superior Region. U.S.  
Geol. Surv., 1911, Mon. 52.
105. Willson M. E. Kewagama Lake map area, Quebec. Mem. Geol. Surv. Canada,  
1914, 39.

106. Cooke H. C. Geology of the Metachewan district Northern Ontario. Mem. Geol. Surv. Canada, 1919, 115.
107. Alcock F. J. The Reed-Eekusko map area, Northern Ontario. Mem. Geol. Surv. Canada, 1920, 119.

#### XII. Палеозойские спилиты и кератофиры Северной Америки

108. Daly R. A. Variolite pillow-lavas from Newfoundland Amer. Geol., 1903, 32, № 2.
109. Flaherty F. F. Spilitic rocks of Southeastern New Brunswick. Journ. Geol., 1934, 42, № 8.
110. Gilluly J. Keratophyres of Eastern Oregon and the spilitic problem. Amer. Journ. Sci., 1935, 29, 225.

#### XIII. Мезозойские спилиты Северной Америки

111. Ransome F. L. The eruptive rocks of Point Bonita. Bull. Univ. Cal. Dep. Geol., 1893, 1, 77—114.
112. Carps S. R. Some ellipsoidal lavas on Prince William Sound Alaska. Journ. Geol., 1915, 23.
113. Knopf A. The Mother Lode system of California. Prof. Paper 157, U.S. Geol. Surv., 1929, 14—18.

#### XIV. Кератофиры штата Невада. США

14. Knopf A. Geology and ore deposits of the Jerington district, Nevada. Prof. Paper № 114, U. S. Geol. Surv. 1918, 13—16.
115. Knopf A. Ore deposits of Cedar Mountain, Mineral County Nevada. Bull. U.S. Geol. Surv., 1921, № 725, 368.
116. Knopf A. Geology and ore deposits of the Rochester district, Nevada. Bull. U.S. Geol. Surv., 1924, № 762, 20.
117. Nolan T. B. Underground geology of the western part of the Tonopah Mining district, Nevada. Bull. Univ. Nevada, 1930, 24, N 4.

#### XV. Спилиты Кавказа

118. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Исследования по теоретической петрографии в связи с изучением изверженных пород Центрального Кавказа. Тр. СПб общ. ест., 1898, 26, вып. 5.
119. Белянкин Д. С. Об альбитовом диабазе Красной Поляны. Изв. Политехн. инст., 1911, 15.
120. Белянкин Д. С. Материалы для петрографии Центрального Кавказа. Архотский перевал Военно-Грузинской дороги. Изв. Политехн. инст., 1912, 18.
121. Белянкин Д. С. Ортоклазовый диабаз с Гекал-Дона. Изв. политехн. инст., 1914, 21, вып. 2.

#### XVI. Спилиты Новой Земли

122. Свитальский Н. И. Альбитовые диабазы Крестовой губы на Новой Земле. Тр. Геол. и мин. Музея АН СССР, 1925.
123. Backlund H. G. Die Magmasteine der Geosynklinalen von Nowaja Zemlja, Rep. of the Sci. Results of the Norwegian Exped. Nowaja Zemlja, 1921, Oslo, 1930, 23—61.
124. Куплетский Б. М. Диабазовые породы долины Русанова и губы Крестовой на Новой Земле. Тр. Геол. инст. АН, СССР, 1932, № 1, 153.
125. Куплетский Б. М. К изучению диабазовых пород Новой Земли. Тр. Петр. инст. АН, 1932, № 2.

#### XVII. Спилиты других районов СССР

126. Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. Изд. АН СССР, 1939.
127. Айнберг Л. Ф. Изверженные горные породы окрестностей Тюя-Муюна. Тр. по изуч. радия, 1926, 2.
128. Кассин Н. Г. и др. Общая геология. Карта Казахстана. Описание Средне-Чендерлинского и Улентийского листов. Бошекуль, Сары-дарыр, Каджанчад, 1933.
129. Кассин Н. Г. Краткий геологический очерк сев.-вост. Казахстана. Тр. Всесоюз. геол.-разв. об., 1931, вып. 165.
130. Елисеев Н. А. Петрография рудного Алтая и Калбы. Петрография СССР, вып. 6. 1938.



## XVIII. Кератофиры, варнолиты и диабазы Германии и других районов Европы

131. Delesse. Sur la variolite de la Durance. An. Mines. Sér. 4, 1851, 17, 116.
132. Michel-Lévy. Mémoire sur la variolite de la Durance. Bull. Soc. Géol. Fr., 3 sér., 1877, 5, 232—266.
133. Geinitz E. Ueber ein Variolite aus dem Dorathale bei Turin. Tscher. Min. Petr. Mitt., 1878, 1, 136—153.
134. Gumbel. Die paläolithischen Eruptivgesteine des Fichtelgebirges. 1884.
135. Cole G. A. a. Gregory J. W. The Variolitic rocks of Mont Genevre. Quart. Journ. Geol. Soc., 1890, 46, 295—332.
136. Gregory J. W. The Variolitic Diabase of the Fichtelgebirg. Quart. Journ. Geol. Soc., 1892, 47, 45—62.
137. Rinne F. Ueber Diabasgesteine in mitteldevonischen Schieferen aus der Umgebung von Goslar am Harz. N. Jb. 1895—1896, B. B. 10, 363—411.
138. Celikan A. Die Schalsteine des Fichtelgebirges aus dem Harz von Nassau und aus den Vogesen. Sitz.-ber. K. K. Akad. Wiss. Wien, 1899, 108, 785.
139. Heineck Fr. Die Diabase an der Bahnstrecke Hartenrod-Uebernthä bei Hemborn. N. Jb., 1903, B. B. 17, 77.
140. Erdmannsdörffer O. H. Die devonischen Eruptivgesteine und Tuffe bei Harzburg und Umvadlung im Kontakt des Brochenmassivs. Jb. Preuss. Geo... Land-anst. Berg-akademie, 1904, 25.
141. Ktenas K. A. Ueber die eruptiven Bildungen des Parnesgebirges in Attika. Cbl. Min., 1909, 557.
142. Erdmannsdörffer O. H. Ueber die systematische Stellung der Harzen Keratophyre. Cbl. Min., 1909, 53.
143. Brauns R. Beiträge zur Kenntnis der chemischen Zusammensetzung der devonischen Eruptivgesteine im Gebiete der Lahn und Dill. N. Jb., 1909, B. B. 27, 320.
144. Weber M. Ueber Diabase und Keratophyre aus dem Fichtelgebirge. Cbl. Min., 1910, 37.
145. Slavik F. Über Spilitite im Pribramer Algonkinen. Festschr. z 70. Geburtstag von Vrba. Praga, 1915.
146. Slavik F. Spilitische Ergussgesteine im Präkambrium zwischen Klabno und Klattau. Arch. nat.-wiss. Landesdurchforsch. Böhmen, 14, N 2.
147. Kettner R. Versuch einer stratigraphischen Einteilung des böhmischen Algonkius. Geol. Rdsch., 1917, 8, 179.
148. Sargent H. C. On a Spilitic Facies of Lower Carboniferous Lava-flows in Derbyshire. Quart. Journ. Geol. Soc., 1917, 73, 11—25.
149. Lehmann E. Beiträge zur Kenntnis der varistischen Gesteinen und Mineralprovinz im Lahn-Dillgebiet. N. Jb. 1931, B. B. 64, Abt. A, 549.
150. Götz H. Die Keratophyre der Lahnmulde. Min. Petr. Mitt., 1937, 49, 168—215.
151. Stark M. Zur Cauverwandtschaft der Spilitgesteine Innerböhmens. Vest. Kral. Ges. Spol. Nauk Tr. 11, 1936, Praha, 1937, Ser. 1—4.

## XIX. Альбитизация плагиоклаза и генезис спилитовых пород

Эти вопросы рассматриваются главным образом в следующих помещенных выше работах: 28, 41, 47, 52, 60, 68, 69, 81, 84, 86, 89, 92, 93, 94, 97, 101, 110.  
Кроме этого:

152. Termier P. Sur l'élimination de la chaux par métasomatose dans les roches éruptives basiques de la région du Pelvoux. Bull. Soc. Géol. Fr., 1898, 26, 165—192.
153. Duparc L. et Pearce F. Sur les andésites et les basaltites albitisées du cap Marsa. C. R., 1900, 130.
154. Bailey E. B. a. Grabham G. W. Albitization of Basic Plagioclase Feldspars. Geol. Mag., 1909, 6, Dec. 5, 250—256.
155. Fairbairn H. W. Spilitite and the average metabasalts. Amer. Journ. Sci., 1930, 27, 137.
156. Escola P., Vuoristo U. a. Rankama K. An Experimental Illustration of the Spilitite Reaction. Bull. Com. Géol. Finl., 1938, № 119, 61—68.

## XX. Литература по разным вопросам

157. Bowen N. L. The Crystallization of Nephelinitic, Nephelinitic and Related Magmas. Amer. Journ. Sci., Ser. 4, 1915, 40, 161—185.
158. Bowen N. L. a. Schairer J. F. Crystallization Equilibrium in Nepheline-Albite-Silica Mixture with Fajalite. Journ. Geol., 1938, 46, N 3, Part 2.
159. Лодочников В. Н. Главнейшие пороодообразующие минералы, ОНТИ, 1938.
160. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук. АН СССР, вып. 12, Петр. сер. 1940, № 5.

161. Коржинский Д. С. Подвижность и инертность компонентов при метасоматозе. Изв. АН СССР, сер. геол., 1936, 1, 35—60.
162. Winchell A. N. Further studies in the pyroxene group. Amer. Min., 1935, 20, 567.
163. Tomita T. Variations in Optical Properties according to chemical composition in the Pyroxenes of the Clinoenstatite-clinohyperstene-diopside-hedenbergite-System. Journ. Shang. Sci. Ing., 1934, 1, 2, 41—58.
164. Winchell A. N. Elements of Optical Mineralogy, part 2, 1933.
165. Заварицкий А. Н. Об одной важной петрохимической закономерности. Зап. Ленингр. Горн. инст., 1935, 9, вып. 2.
166. Заварицкий А. Н. Об изучении химизма горных пород с помощью диаграмм. Сборник, посвященный 50-летию научн. и педагог. деят. акад. В. И. Вернадского, т. 2, 1936, 1041—1058.
167. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов изверженных горных пород и определение химических типов их. Изд. АН СССР, 1941.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	1
ЧАСТЬ I. ГЕОЛОГИЯ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА	
Глава 1. Общая геология . . . . .	2
Глава 2. Геологическое строение толщи вулканических пород . . . . .	4
Стратиграфический разрез и последовательность извержений . . . . .	4
Экструзивные тела и отдельность пород . . . . .	6
Шаровые лавы спилитов и их образование . . . . .	9
Обломочно-вулканические отложения . . . . .	12
ЧАСТЬ II. ГОРНЫЕ ПОРОДЫ СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ НА ЗАПАДНОМ СКЛОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА	
Глава 3. Спилиты . . . . .	14
Диабазы из всячего бока Блявинского месторождения и связанные с ними спилиты . . . . .	14
Диабазы и спилиты нормального типа . . . . .	21
Вариолиты из окрестностей д. Усерган . . . . .	27
Вариолиты из окрестностей деревень Херсонка и Алчембаево . . . . .	30
Глава 4. Спилитовые порфириды и другие породы среднего состава . . . . .	32
Спилитовые порфириды из окрестностей пос. Ракитянка . . . . .	33
Спилитовые порфириды из окрестностей д. Херсонка . . . . .	34
Роговообманковые порфириды и связанные с ними породы . . . . .	36
Глава 5. Кератофиры . . . . .	39
Кератофиры с микролитовыми структурами основной массы . . . . .	39
Кератофиры с фельзитовой и сферолитовой основной массой . . . . .	41
Кварцевые кератофиры . . . . .	43
Химический состав кератофиров . . . . .	45
Глава 6. Обломочно-вулканические породы . . . . .	46
Туфы роговообманковых порфиритов . . . . .	46
Туфы кератофиров . . . . .	46
Туфы спилитов и спилитсвых порфиритов . . . . .	48
Слоистые туфы и туффиты . . . . .	48
ЧАСТЬ III. ПРОБЛЕМА СПИЛИТО-КЕРАТОФИРОВОЙ ФОРМАЦИИ	
Глава 7. История и значение проблемы спилитов . . . . .	48
Глава 8. Обзор главнейших спилитовых формаций . . . . .	51
Спилито-кератофировые формации Англии . . . . .	51
Спилиты и кератофиры Австралии . . . . .	52
Вулканические породы горы Карадаг в Крыму . . . . .	53
Спилито-кератофировая формация Мугоджар . . . . .	55
Спилиты Карелии и Кольского полуострова . . . . .	56
Спилито-кератофировые формации Скандинавского полуострова . . . . .	57
Спилиты и кератофиры в Северной Америке . . . . .	59
Спилиты и кератофиры других областей . . . . .	61

	Стр.
Глава 9. Петрохимия спилито-кератофировых формаций . . . . .	61
Особенности химического состава спилитов и кератофиров вообще . .	61
Сравнение спилито-кератофировой формации Блявы с некоторыми дру- гими . . . . .	64
Глава 10. Альбитизация и генезис спилитовых пород . . . . .	69
О выделении альбита из магмы . . . . .	69
Время альбитизации . . . . .	70
Условия остывания лав под водой . . . . .	71
Источник натра и особенности альбитизации в спилитах . . . . .	72
О спилитовой магме . . . . .	74
Глава 11. Особенности спилито-кератофировых формаций . . . . .	74
Литература . . . . .	75

Цена 7 руб.