

Магматические породы Кузнецкого бассейна.

Введение.

Материалом для данной работы послужила коллекция изверженных пород, собранных проф. М. А. Усовым в 1923 году в Кузнецком бассейне (20, 95). Разнообразные породы коллекции были взяты, главным образом, во время маршрута по р. Томи, которая была исследована от устья р. Бельсу до города Томска.

Весь материал естественно делится на две главные части: 1) изверженные породы, связанные с угленосной толщей и 2) эффузивы девонских отложений. Первую группу составляют щелочные базальты Салтымаковского хребта и Караканских гор и их гипабиссальные аналоги монцитит-эссекситового состава. В группу девонских эффузивов входят альбитофиры, разнообразные порфириды и мелафиры в составе диагенетизированных и зеленокаменных фаз, в понимании проф. М. А. Усова (36, 18—21). Сюда же можно отнести диабазы, слагающие у дер. Убиенной лакколитообразное тело.

Магматические породы Кузнецкого бассейна уже давно обращали на себя внимание исследователей, посещавших в разное время этот район. Если не считать отдельных упоминаний о различных изверженных породах в работах военных геологов¹⁾ начала XIX столетия, первые описания эффузивов, но без микроскопической обработки, мы находим у Щуровского, объехавшего Алтай в 1844 году (2). Первые микроскопические определения были даны Карпинским для диабазовых пород окрестностей Гурьевского завода (3, 14—16) и базальтов р. Томи (3, 32) в 1875 году. В 1883 году вышла сводного характера работа по Кузнецкому бассейну горн. инж. Д. П. Богданова, который при описании пород пользуется материалами Щуровского (4, 200) и Карпинского (4, 165—166). Только начиная с 90-х годов прошлого столетия в работах по исследованию Кузнецкого бассейна появляются, правда краткие, микроскопические описания различных магматических пород. Такие описания даны Державиным (5, 114—125; 6, 29—35; 8, 98) для пород продуктивной толщи и девона. Интересно, что базальты Карпинского Державин называет мелафирами (6, 118), исходя исключительно из предполагаемого древнего возраста каменноугольной толщи. Последующие работы кабинетских геологов, а именно: Венюкова П. (7), Поленова Б. (10, 12), Иностранцева А. (11) и Толмачева И. (13) также не носят характера специальных петрографических исследований и содержат порою противоречивые описания для пород одного и того же обнажения. Единственной петрографической работой является небольшая статья Ф. Шнелль о диабазах в глинистых сланцах окрестностей города Томска (15). По исследованиям Янишевского эти диабазы секут нижнекаменноугольные осадки (16, 83) и, повидимому, являются отличными от описываемых в настоящей работе девонских эффузивов²⁾.

¹⁾ Соколовский 2, Иваницкий А, Гернгросс 2, Фрезе А. Е., Кулибин и др. Отчеты напечатаны в Горном Журнале за 1835—1843 г.г. Подробнее смотри (9, 218).

²⁾ О пластовой жиле диабаза в нижнекаменноугольном известняке упоминает Б у т о в П. И. (19, 146).

Среди последующих работ исследователей Кузбасса можно отметить отчет Янишевского (14, 10 и 19), который в определении пород придерживается названий предыдущих исследователей, работы Лутугинских партий (17, 18 и 19) и, наконец, статью проф. М. А. Усова о тектонике Кузнецкого бассейна, где даны предварительные определения пород описанной здесь коллекции¹⁾.

Как видно из краткого обзора литературы, специальных петрографических работ по Кузбассу не имеется, и определения отдельных геологов носят случайный, часто противоречивый характер. Поэтому при описании пород я счел необходимым, по мере возможности, привести номенклатуру и определения предыдущих исследователей, у которых имеются описания соответствующих обнажений или очень сходных пород из других районов Кузбасса.

При составлении настоящей работы автор пользовался ценными советами и указаниями проф. М. А. Усова и поэтому считает своим приятным долгом выразить ему глубокую и искреннюю благодарность.

Магматические породы продуктивной толщи.

1. Монцонит-эссекситы.

Лучше всего проявляются эти породы на левом берегу р. Томи между улусами Курья и Сыркашев, где они слагают три небольших интрузивных тела (sill), залегающих согласно с вмещающими их аргиллитами Балахонской свиты продуктивной толщи Кузнецкого бассейна (20, 99—100). Кроме того, выхода таких же пород имеются по р. Томи в мысе Юльгель, вблизи устья речки Большой Майзас. Судя по литературе, породы этого типа довольно часто встречаются в южной и юго-восточной части Кузнецкого бассейна. Еще Щуровский описывает «похожую на черного цвета диорит» (2, 144) изверженную породу, прорывающую угленосную толщу на р. Мрассе, несколько выше татарской деревни Чувашики, и называет ее то мелафиром, то авгитовым порфиритом. Интересно отметить, что названную породу Щуровский (2, 176—177) считал вполне идентичной «авгитовым порфиритам» (вероятно трахибазальтам Салтымаковского хребта), доставленным ему с участка р. Томи, между устьями реки Нижней Терси и р. Тайдона, и отличной от «порфира» с Нижней Терси, судя по описанию, похожего на девонские порфириты²⁾.

Повидимому, о том же обнажении на р. Мрассе, выше на 4 версты улуса Камешок говорит Державин (5, 114). Порода названа диабазом, но, судя по описанию, она очень близко походит на монцонит-эссекситы улусов Курья и Сыркашева. Тот же автор отмечает три выхода таких же пород по р. Усе (5, 116—117). Два из этих обнажений встречены в пределах продуктивной толщи, и породы этих выходов автор, считая их идентичными породам Мрассы, называет диабазами. Третий выход расположен близко к границе продуктивной толщи, на три версты ниже устья р. Чек-су. Державин выделяет породы этого обнажения, называет их мелафирами и приравнивает базальтам Караканских гор. Форма залегания этих пород представляется Державину в виде «куполов среди складчато-изогнутых угленосных отложений» (5, 117). Эти же выхода по р. Усе описаны Толмачевым, который

¹⁾ Необходимо отметить, что мною сохранена в главных чертах номенклатура, намеченная проф. М. А. Усовым для пород Кузбасса в цитированной статье.

²⁾ «В массе его кое-где рассеяны кристаллы известкового шпата» (2, 176).

считает породы одного обнажения¹⁾ витрофировым плагиоклазовым порфиритом (13, 331), а породы другого²⁾—оливиновым диабазом с биотитом и роговой обманкой (13, 332). В обоих случаях включающие породы имеют отпечатки листьев *Cordaites* sp. По мнению автора породы залегают в виде пластовых жил и значительно варьируют в составе и структуре (13, 332), т. е. являются типичными гипабиссальными образованиями (37, 13—22). Наконец, аналогичные же породы с левого берега реки Тутуяс, несколько ниже устья реки Кызыр-су, описывает Яворский (18, 12) под названием конга-диабазов и считает их аналогичными породам Сыркашевского улуса.

В нашей коллекции имеются образцы трех пунктов: 1) левый берег р. Томи против улуса Курьи; 2) левый берег р. Томи несколько ниже улуса Сыркашева и 3) мыс Юльгель, вблизи устья р. Б. Майзас. Породы всех трех обнажений очень близки друг к другу как по структуре, так и по минералогическому составу, так что я позволю себе остановиться подробнее только на описании монцонит-эссекситов улуса Курьи, полнее всего представленных в коллекции, и лишь кратко отметить общие черты и особенности этих пород с двух других обнажений.

Монцонит-эссекситы улуса Курьи.

Являясь типичными гипабиссальными образованиями, эти породы крайне варьируют в величине зерна, окраске, структуре и минералогическом составе. В центральных участках тела это ровнозернистые, габброидной структуры, пестрые, кварцевые ортоклазоплагиоклазовые породы с средней величиной зерна равной 3,5 мм. В краевых зонах они являются плотными черно-серыми породами, с меняющейся по интенсивности и часто слабо выраженной порфировой структурой, при почти полном отсутствии калиево-натрового щелочного полевого шпата и резком уменьшении, а порою и полном исчезновении кварца. Величина зерна в порфировых выделениях колеблется от 4,85 мм. до 0,16 мм. и в основной массе от 0,48 мм. до стекла в образцах непосредственно соприкасающихся с боковой породой. Контактный метаморфизм выражен слабо, но все же ороговикование аргиллита чувствуется примерно на расстоянии 30 метров от контакта. Взяты образцы характеризуют тело в следующем порядке: а) образец 39b представляет непосредственный контакт силла с аргиллитом; б) образец 39с взят примерно в 17 см. от 39b; в) образец 39d—в двух метрах от 39с; г) образец 39е—в двух метрах от 39d; д) образец 39f в четырех метрах от 39е и, наконец; е) образцы 39g и 39h взяты в центре тела, примерно, в 30 метрах от контакта.

Образец 39b представляет плотную черно-серую породу с тончайшими порфировыми выделениями плагиоклаза. В некоторых участках штуфа имеются редкие, неправильной формы вкрапленники-агрегаты грязно-желтого порою слабо зеленоватого цвета и состоящие из призм плагиоклаза величиною в среднем около 1,5 мм. С ними же ассоциируют также неправильной формы и примерно такой же величины скопления кварца.

Под микроскопом в шлифе порфировая структура породы выявляется очень резко. Порфировые выделения представлены исключительно плагиоклазом, если не считать многочисленных вкрапленников-агрегатов кварца, который, как увидим ниже, является образованием иного порядка.

Плагиоклаз (табл. I) обычно в умеренно-вытянутых, реже короткостолбчатых призмах, сериально изменяющихся в размерах от 1,84 мм. до 0,16 мм. Наблюдаются скопления офитово расположенных призм. Очень распространены изменения, заключающиеся в серицитизации и в редких случаях в образо-

¹⁾ В двух верстах ниже устья р. Н.-Казыныха.

²⁾ Около устья р. Назаса.

вании хлорита и эпидота по периферии зерен. Следует отметить, что наиболее измененными являются самые крупные фенокристаллы, порою целиком переходящие в серицит, и менее измененными, иногда даже совершенно свежими—небольшие кристаллики¹⁾. То же самое можно сказать о включениях стекла, которые сильнее всего развиты в наиболее крупных кристаллах и, несомненно, имеют связь с основной массой породы, в чем легко убедиться на рис. 1. Эти явления, а также и формы разъедания, часто наблюдающиеся у фенокристаллов, убедительно говорят о наличии сравнительно высокой способности к усвоению у основной массы. Глинистый налет развит очень слабо. Зонарности нет. Спайность не проявляется. Чаще наблюдается андезинового типа умеренная полисинтетическая двойниковая штриховка, но изредка встречаются и простые двойники.

Т а б л и ц а I.

BNg	BNp	BNm	2 V	Плоск. сраст.	№ плаг.	Двойниковый закон и особенности кристалла.
75°	88°	15°	$\begin{matrix} +80^\circ \\ +84^\circ \end{matrix}$	(001)	30	Манебахский закон. Фенокристалл длиной — 1,24 мм. Очень большое количество включений стекла.
70,5°	79,5°	22,5°	—	(010)	38	$\begin{matrix} \perp [100] \\ (010) \end{matrix}$ Лейста длиной — 1,84 мм.
72°	79,5°	21°	+89°	(0.0)	38	$\begin{matrix} \perp [100] \\ (010) \end{matrix}$ Короткостолбчатая призма длиной 0,68 мм.

Номера плагиоклазов приведены по двойниковой диаграмме В. В. Никитина (30).

Кварц иногда встречается в небольших есеморфных, округленных, с бахромчатыми краями зернышках. Обыкновенно он присутствует в агрегатах роговиковой структуры с самыми прихотливыми неправильными ограничениями. На рисунке 2 изображено одно такое образование, длина которого равняется 1,24 мм. Внутренние ограничения отдельных зерен обычно плавные или реже прямолинейные. Внешние ограничения—бахромчатые. Иногда в этих агрегатах наблюдаются бухтообразные заливчики стекла, с которыми определенно ассоциирует биотит, проявляющийся в данном шлифе только в скоплениях кварца (рис. 3). Надо полагать, что кварц в подавляющем большинстве случаев является измененными метаморфизованными основной массой включениями боковой породы, а биотит новообразованием при процессе этого метаморфизма. Интересно отметить, что очень похожее явление наблюдал А. В. Лаврский (24, 69) в траппах междуречья Лены и Енисея, где оплавленные остроугольные обломки кварца из боковой породы вызывают стеклообразование с появлением, как продукта реакции кварца и магматического раствора, авгитовых венчиков. Можно думать, что биотит в данном случае будет подобным образованием, тем более, что, как мы увидим ниже, стекло в основной массе чаще наблюдается вблизи агрегатов кварца.

Основная масса неоднородно раскристаллизована в различных пунктах шлифа. Обычно это—микрофельзитовой структуры полевошпатовая масса буровато-серого цвета от многочисленных точек кристаллов железной руды, видимо ильменита, судя по несколько удлинненным формам наиболее крупных

¹⁾ Явления такого рода, повидимому, часто встречаются в гипабиссальных интрузивах и связываются с последними стадиями остывания породы (44).

индивидов. Мелкие кристаллики ильменита не являются равномерно рассеянными по всему шлифу, а часто группируются в кучки—скопления около мельчайших зерен кварца и лейст плагиоклаза. Около крупных фенокристаллов, а также по периферии описанных кварцевых агрегатов скопления ильменита образуют род ореолов, представляющих тонкие микролиты ильменита в стекловатой основной массе. Необходимо отметить, что стекло чаще всего ассоциирует с участками основной массы, примыкающими к порфировым выделениям плагиоклаза или обломкам кварца. Такое закономерное распределение стекла в породе определенно указывает на мало благоприятные условия кристаллизации в момент растворения магмой фенокристаллов и обломков боковой породы. С этим же обстоятельством, повидимому, связывается накопление лейсточек ильменита у охлаждающих силикатсвый расплав поверхностей фенокристаллов и включений.

Принимая во внимание наличие фактов, указывающих на процессы ассимиляции в описанном образце, его ни в коем случае нельзя считать нормальной изверженной породой, а скорее всего—эндоконтактной разностью. С этим последним положением согласуется и состав плагиоклазов, как мы увидим ниже, более кислый, чем можно было бы ожидать для периферии этого тела.

Образец № 39-с. Темносерая, порфировой структуры порода с тонко, но яснозернистой основной массой. Порфировых выделений больше, чем в предыдущей породе, но по величине они менее резко отличаются от основной массы, и незаметно переходят в нее, изменяясь по величине в пределах от 1,45 мм. и до 0,22 мм. Средняя величина зерна основной массы приблизительно составляет—0,15 мм.

Порфировые выделения состоят из плагиоклаза, пироксена и бурого замещающего последний, похожего на амфибол минерала. Кроме того, кое где заметны скопления идиоморфного хорошо ограниченного кварца и кальцита; эти образования по существу не принадлежат к порфировым выделениям, а представляют заполнения миаролитовых пустот.

Плагиоклаз (табл. II) преобладает и по величине и по количеству кристаллов над фенокристами авгита. Обычно проявляется в призматического облика индивидах, но иногда встречаются ромбоподобные таблицы. Всегда зонарный и резко серицитизированный, с отложением по трещинам спайности, а также и по границам раздела зон, бурых агрегатов высокополяризующего вышеупомянутого бурого минерала (рис. 4 и 5). Процессы такого замещения наблюдаются только в крупных, более основных по составу кристаллах плагиоклаза.

Т а б л и ц а II.

№ по порядку.	BNg.	BNm.	BNp.	2 V.	Плоск. срост.	№ плаг.	Двойниковый закон и особенности кристалла.
1	85°	28°	63°	+80°	?	53	⊥ (021). Очень зонарная серицитизированная таблица длиной 0.90 мм.
2	31°	77°	62°	—	(010)	49	⊥ (010). Небольшая призма, меньше предыдущей, свежая.
3	57°	74°	55°	+80° +80°	(010)	63	[001]. Центральная часть большой серицитизированной призмы. Длина 1,44 мм.
4	61°	55°	46°	+82° +72°	(010)	49	[001]. Периферия предыдущего кристалла.
5	31°	61,5°	78,5°	+80°	(010)	49	⊥ (010). Небольшой кристалл, такой-же, как № 2.
6	42°	59°	65°	+86°	(010)	69	⊥ (010). Крупная таблица типа № 3
7	32°	61,5°	76°	+82°	(010)	50	⊥ (010). Периферическая часть предыдущего.

Кроме того, у одного из крупных кристаллов была определена величина двупреломления для самой крайней зоны, и получены следующие цифры: $N_g - N_p = 0,0065$; $N_g - N_m = 0,0033$; $2V = +89^\circ$ (по вычислению). Возможно, что внешняя оболочка плагиоклазов может достигать № 40¹⁾.

Таким образом, можно наметить две генерации плагиоклазов в порфировых выделениях. К первой относятся крупные измененные кристаллы с составом ядра от № 69 до № 53 и периферической части № 49 и кислее. К второй—небольшие свежие призмы, редко зонарные, с составом ядра № 49.

Пироксен реже, чем плагиоклаз, наблюдается в порфировых выделениях. Величина его зерен меняется, но никогда не достигает размеров призм плагиоклаза. Окраска слабофиолетовая. Обычно зонарный и дает прекрасные двойники. Чаще проявляется в оплавленных округленных зернах с каемкой бурого плеохроичного вещества, природа которого, видимо, очень близка к амфиболоподобному минералу, заполняющему трещины спайности в плагиоклазах. Порою встречаются крупные псевдоморфозы этого вещества по пироксену, и тогда ясно виден лапчатый минерал с реликтовыми включениями авгита, окруженного каемкой несколько темнее окрашенного, чем остальной фон, вещества, с менее яркими цветами поляризации и плеохроизма (рис. 8). Пироксен так же, как и плагиоклаз, изменяется в составе и, вероятно, тоже представляет две генерации, за что говорят наблюдаемые иногда обрастания сильно оплавленного кристалла авгита другим, различно оптически ориентированным индивидом (рис. 6). Замеры отдельных зон обрастания фенокристалла (рис. 7) дали следующие результаты. Зона а: $2V = +44^\circ$; $CN_g = 43,5^\circ$. Зона б: $2V = +52^\circ$; $CN_g = 48^\circ$. Зона в: $2V = +57^\circ$; $CN_g = 49^\circ$. Сравнительно небольшой угол оптических осей заставляет отнести пироксен к бедным Са пироксенам Валя (55, 110), причем количество кальция увеличивается от центра к периферии. Большой угол погасания, вероятно, обуславливается содержанием титана (56,515), на что указывает и слабая фиолетовая окраска.

Крайне распространенным является в породе бурый минерал, обычно образующий псевдоморфозы по пироксену. Цвета его окраски меняются от светложелтых до темно бурых, почти черных. В наиболее светлых экземплярах плеохроизм выражается всегда живее—так же, как живее проступают высокие цвета поляризации. В этих же случаях можно очень хорошо наблюдать довольно отчетливо и резко проявляющуюся спайность по одному направлению с прямым, или м. б. близким к нему, погасанием. Весьма возможно, что темноокрашенные экземпляры принадлежат к индивидам с сечением по плоскости спайности, но, видимо, кроме этого темнотная окраска зависит и от следующего обстоятельства: самой главной особенностью минерала является неоднородность его строения, выражающаяся в полосах—пятнах бурого железистого материала, забирающего кристалл и затемняющего его оптические свойства. Высокий рельеф, высокое двупреломление, неоднородность—пятнистость минерала очень напоминают базальтические роговые обманки, описанные Розенбушем (50, 235—236) под именем синтагматита, являющегося характерным для основных щелочных пород. Но с другой стороны одна система спайности с прямым погасанием близко напоминает идингсит (50, 159). Интересно отметить, что синтагматит,—так же, как и идингсит, имеет химически связанную воду в количестве 2,5% и, таким образом, может явиться минералом, образующимся в сходной для идингсита обстановке.

Материал, которым мы располагаем, не дает возможности и права определенно назвать этот минерал, но зато позволяет до некоторой степени приблизиться к выявлению обстановки его образования. Мы уже упоминали раньше, что бурый минерал, в который переходит пироксен, отлагается по

¹⁾ См. диаграмму $2V$ для плагиоклазов у пр. М. А. Усова (35).

трещинам спайности и линиям зон в порфировых выделениях плагиоклаза. Мало того, необходимо отметить, что обычная форма его внешних очертаний—лапчатая, расплывчатая, с длинными хвостами—нитеями, проникающими в трещины и границы соседних минералов. Отсюда естественно вытекает, что образование этого минерала происходило в момент, когда главные компоненты породы находились в твердой кристаллической фазе. В данном случае главная масса минерала создает псевдоморфозы по пироксену, вероятно, в момент, близкий к заполнению миаролитовых пустот кварцем и кальцитом. Доказательством последнего положения служат миаролитовые пустоты, заполненные идиоморфным кварцем и нашим бурым минералом (рис. 26), за которым мы для удобства описания сохраним название иддингсита. Сонахождение иддингсита и кварца в миаролитовых пустотах, а также способность его к миграции и замещению других минеральных компонентов породы, позволяют думать, что исходным матерьялом для его образования служит остаточный кремнистый раствор, к которому примешивается вещество замещаемых минералов. Таким образом, в данном случае мы имеем дело с процессом аутометаморфизма¹⁾, осложненного процессом замещения—явлением, которому уместно придать название аутометасоматизма.

Кварц встречается всегда вместе с кальцитом и притом в очень небольшом количестве. Обыкновенно обладает прекрасными кристаллографическими ограничениями (рис. 9). Кальцит редко имеет прямолинейные контуры и всегда заполняет промежутки между кристаллами кварца. Минералы, примыкающие к скоплениям кварца и кальцита, всегда обладают хорошо выраженными прямолинейными ограничениями, причем кристаллографические грани проявляются лишь в той стороне минерала, которая граничит с бывшей миаролитовой пустотой (рис. 18). Заполнение пустот кварцем и кальцитом сопровождалось частичным метаморфизмом породы, на что указывают тонкие чешуйки совершенно свежего биотита по окраинам этих образований, а также более резкая серцитизация ближайших призм плагиоклаза.

Основная масса—офитовой структуры и состоит из лейст плагиоклаза, авгита, иддингсита и большого количества длинных офитоворасположенных иголок ильменита; кое где замечаются скопления колчеданов. Интерстиции лейст плагиоклаза часто бывают заполнены вместо пироксена пестро поляризующим, неоднородным иддингситовым матерьялом. Особенно сильно развиты эти образования вблизи колчеданов. Повидимому, последние отлагались в породе в позднейшие стадии ее жизни и, возможно, сопутствовали образованию иддингсита.

Колчеданы образуют неправильной формы ветвящиеся агрегаты с скоплениями иддингсита и биотита. Розоватая окраска в дневном отраженном свете напоминает пирротины или никелевые колчеданы. Встречается и пирит.

Химический анализ породы дал следующие результаты: SiO_2 —51,10%; Al_2O_3 —17,76%; Fe_2O_3 —5,57%; FeO —7,53%; MgO —3,58%; CaO —7,15%; Na_2O —2,44%; K_2O —1,14%; H_2O —0,50%; потери при прокаливании—1,19%. Символ породы по Левинсону-Лессингу— $\frac{1,80 \text{ R}}{1,7 \alpha}$ (27), что, согласно химической его классификации, определяет нашу породу, как диорит (26).

Образец 39-d. Темносерая, несколько светлее предыдущей, почти равномерно зернистая с очень слабо выраженной порфировой структурой порода. Порфировые выделения представлены только плагиоклазом, призм которого, изменяясь сериально в своей величине от 4,85 мм. до 1,13 мм., незаметно переходят в основную массу. Основная масса состоит из плагиоклаза, пирро-

¹⁾ См. работу Колони (44) или U. Grubenmann und P. Niggli (46, 182—190).

ксена, идингсита, биотита, ильменита, сфена, кварца и кальцита, причем последние три минерала встречаются редко и не являются существенными составными частями. Из всех составляющих породу компонентов только один плагиоклаз обладает кристаллографическими ограничениями и в сочетании своем с пироболлами придает офитовый характер структуре породы. Величина зерна основной массы варьирует в пределах от 1,13 до 0,11 мм.

Плагиоклаз такой же, как в 39с. В порфировых выделениях серицитизирован и с большим содержанием анортитовой молекулы, чем плагиоклаз основной массы (табл. III).

Т а б л и ц а III.

№ по порядку.	BNg.	BNm.	BNp.	2V.	Плоск. срост.	№ плаг.	Двойниковый закон и особенности кристалла.
1	58°	75°	37°	+86°	(010)	63	[001]. Крупный фенокристалл длиной 4,85 мм. Серицитизированный, зонарный. Внутренняя часть.
2	73°	34°	62°	+88°	(010)	63	То же $\frac{\perp [001]}{(010)}$. Вторая пара двойников.
3	63,5°	57°	45°	$\frac{+74°}{+74°}$	(010)	50	[001]. Те же двойники, что в № 1, но внешняя часть.
4	77°	46°	47°	+72°	(010)	50	$\frac{\perp [001]}{(010)}$. Тонкая лейста основной массы.
5	62,5°	57,5°	45°	+74°	(010)	50	[001]. Широкая таблица основной массы, зонарная.

Пироксен в очень мелких зернах. Проявляется так же, как в 39 с, с той разницей, что уже не встречается в порфировых выделениях. Некоторым отличием данной породы от 39-с является присутствие в довольно значительном количестве биотита. Плеохроичный в светло-желтых тонах во внутренних частях кристалла, биотит обладает зеленой окраской в периферических. Двупреломление изменяется очень немного в связи с изменением бурой окраски на зеленую. В шлифе преобладает зеленый биотит. По количеству мало уступает авгиту. С биотитом всегда ассоциирует идингсит и, как это можно усмотреть из характера агрегативных скоплений этих минералов (рис. 10), частично замещает и образуется за счет биотита. Таким образом, надо полагать, идингсит может замещать все пироболлы данной породы, и отсутствие в основной массе предыдущей породы биотита может быть легко объяснено полным его замещением идингситом.

Ильменит в большом количестве, в иглах длиной до 0,93 мм. Кое-где превращен в лейкоксен. Иногда появляется сфен. Миаролитовые пустоты, заполненные кальцитом и кварцем, проявляются также, как и в 39-с. Некоторым отличием служит присутствие зерен кварца и его агрегатов, которые кальцитом не сопровождаются, но всегда сохраняют прямолинейные угловатые формы ограничений (рис. 11). Эти образования как-бы играют роль предвестников пегматитовой остаточной кварцевополевошпатовой массы, сильно развитой в ближе расположенных к центру частях интрузива.

Образец 39-е. В связи с большей индивидуализацией полевого шпата, порода обладает темносерой, но более светлой, чем 39-d, окраской. Структура

макроскопически равнозернистая. Под микроскопом все-же можно еще различать редкие порфировые выделения плагиоклаза № 62, зонарного и в двойниках по Карлсбадскому закону. Размер этих призм небольшой и достигает примерно 1,87 мм. Зерна основной массы крупнее, чем в предыдущей породе, и редко бывают меньше 0,45 мм.

Состав основной массы немногим отличается от предыдущей породы. Главным отличием является большое сравнительно количество кварца, проявляющегося так-же, как и в 39-d, но без кальцита. В данном случае образование кварца ассоциирует с другими минералами, и—надо полагать—мы имеем дело со стадией переходного характера от магматической к пневматолитовой. Дело в том, что одновременно с кварцем кристаллизуется биотит, т. к. часто можно видеть проникновение тонких нитей биотита в кристаллы кварца, агрегаты которого не имеют уже очертаний, характерных для миаролитовых пустот (рис. 12). Некоторым структурным отличием от предыдущих пород является преобладание коротко столбчатых призм—таблиц плагиоклаза, что придает структуре диоритовый характер. Кроме плагиоклаза и ильменита все остальные компоненты обладают близкими к аллотриоморфным ограничениями.

Образец 39-f. Грязносерая с слабым коричневым оттенком средне- и равнозернистая порода. Величина зерна редко превышает 1,50 мм. и не бывает ниже 0,60 мм., так что можно невооруженным глазом заметить сероватобелые партии полевого шпата и резко блестящие на плоскостях спайности темноцветные компоненты. Порфировых выделений не наблюдается даже под микроскопом, и порода имеет структуру, приближающуюся к офитовой. По минералогическому составу несколько отличается от предыдущей. Преобладающим компонентом является плагиоклаз в офитоворасположенных короткостолбчатых призмах, в интерстициях которых расположены лишенные кристаллографических ограничений авгит, роговая обманка, иддингсит, биотит, небольшое количество щелочного полевого шпата и кварца, пегматитово прорастающих друг друга, и довольно значительное количество апатита, ассоциирующего с биотитом и иддингситом. Сочетания пироболов и пегматитового остатка несколько различные. Первые кристаллизуются, или прорастая, или отчасти резорбируя плагиоклаз, тогда как вторые занимают прямолинейно-ограниченные, чаще треугольные участки между призмами плагиоклаза. Офитовый характер структуры подчеркивается пересекающимися под различными углами длинными иглами ильменита. Кое-где замечен кальцит.

Состав плагиоклаза, повидимому, одинаков для всех кристаллов породы (см. таблицу IV) и отвечает составу плагиоклазов основной массы предыдущих пород. Выделяется вскоре вслед за пироксеном, т. к. часто резорбирует последний (рис. 14), растворяясь в свою очередь одновременно с авгитом и роговой обманкой (рис. 13 и 14).

Т а б л и ц а IV.

№ по ряду	BNg.	BNm.	BNp.	2V.	Плоск. срост.	№.	Двойниковый закон и особенности кристалла.
1	79°	52°	40°	+78°	(010)	42	⊥ [001]. Центральная часть очень (010) зонарного кристалла, несколько выделяющегося по величине.
2	65°	56°	45°	+74°	(010)	48	[001]. Тонкозонарная небольшая лейста.
3	79°	47,5°	44°	+84°	(010)	46	⊥ [001]. Короткостолбчатая призма, слабо зонарная, средней величины.
4	55°	41°	72°	—	—	50	Спайность по (001) в предыдущем кристалле.

Авгит титанистый слабофиолетовый, часто обрастает по краям зелено-вато-бурой роговой обманкой. По константам приближается к магнезиальным титансодержащим пироксенам. $2V$ изменяется от $+40^\circ$ до $+42^\circ$. CNg —от 39° до 48° . Интересно отметить, что переход авгита в роговую обманку часто сопровождается одновременным образованием биотита (рис. 15). Иногда растворение пироксена заходит так далеко, что от него остаются лишь причудливой формы маленькие островки среди агрегата роговой обманки, биотита и иллингита (рис. 16).

Роговая обманка чаще проявляется в виде наружной каймы пироксена, но иногда наблюдаются и отдельные кристаллы бурого цвета с слабым оттенком зеленого. По константам приближается к обыкновенной. CNg 18° — 20° . Плеохроизм: по Ng —слабо-зеленовато бурый, по Np —светло-желтый. Встречаются экземпляры, очень слабо окрашенные в светлорусые и даже голубоватые оттенки.

Иллингит преобладает над остальными компонентами породы. Чаще всего ассоциирует с мелкими обрывками биотита, который частично в него переходит (рис. 17).

Кварц встречается в двух видах: заполняя совместно с кальцитом микроролитовые пустоты и с калиевонатровым полевым шпатом в пегматитивом сростании. Кальцит иногда один без кварца заполняет прямолинейно ограниченные пустоты (рис. 18).

Калиевонатровый полевой шпат триклинный. Редко встречается в кристаллах свободных от вростков кварца и всегда в таких случаях оказывается резко ксеноморфным по отношению ко всем минералам, кроме кварца, который всегда выделяется или после него или одновременно с ним (рис. 19). $2V = -54^\circ$.

$B \perp (001)$ $Ng = 87^\circ$; $BNm = 10^\circ$; $BNp = 81^\circ$.

Образцы 39h и 39g представляют совершенно одинаковые породы пестрой окраски. Белые пятна полевых шпатов неясно выделяются среди черносерых скоплений темноватых компонентов. На первый взгляд породы обладают равнозернистой габбродной структурой и только под микроскопом обнаруживают слабо выраженную гипидиоморфную структуру. Минералогический состав тот же, что и в предыдущей породе, если не считать необычного обилия включений циркона в биотите. Величина зерна в 39g колеблется от 4 мм. до 1,4 мм., а в 39h от 4 мм. до 3,4 мм.

Плагноклаз, как видно из таблицы V, несколько кислее, чем в предыдущих породах. Выделяется в данном случае одновременно с пироксеном (рис. 20). Всегда идиоморфен по отношению ко всем остальным минералам породы. Тонкозернистый; каолинизирован и серицитизирован. Часто монотонно обрастает калиевонатровым полевым шпатом (рис. 21).

Пироксен очень редко встречается в индивидуализированных кристаллах, а обычно сростается с плагноклазом (рис. 20 и 22). Всегда обрастает по краям амфиболом. Обособленный кристалл пироксена обладает константами: $2V = +52^\circ$ и $CNg = 44^\circ$. Лапка в плагноклазе (рис. 20): $2V = +58^\circ$ и $CNg = 35^\circ$. Надо полагать, что в первом случае мы имеем пироксен магнезиальный, который выкристаллизовался вперед плагноклаза. Совместно же с плагноклазом кристаллизовался минерал обогащенный кальцием и более бедный титаном.

Роговая обманка чаще встречается в виде оторочек кристаллов пироксена, но иногда можно наблюдать и отдельные самостоятельные ее индивиды. Окраска очень изменчива; чаще слагается из бледно-голубоватых и бурых тонов. $CNg = 28^\circ$ — 31° ; $2V = -60^\circ$. Судя по небольшому углу оптических осей и большому углу погасания, роговая обманка, видимо, в данном случае приближается к катафориту (50). Вероятно, мы имеем дело с рядом постепенных переходов от обыкновенной роговой обманки (образец 39f) к щелочной, в связи с повышением содержания щелочей в центральных частях кристалла.

Т а б л и ц а V.

№ образ- ца.	№ по по- рядку.	BNg.	BNm.	BNp.	2V.	Плоск. сраст.	№.	Двойниковый закон и особен- ностей кристалла.
39g	1	24,5°	66°	85,5°	+78°	(001)	42	$\perp [100]$ Центральная часть (001) крупной тонкозо- нарной таблицы с перекре- щающимися двойниками.
"	2	30°	62°	80°	+78° +84°	(001)	47	$\perp [100]$ Тонкозонарная таб- (001) лица с сложными полисинтетическими двойни- ками.
"	3	27°	63°	82°	+84° +88°	(001)	44	$\perp [100]$ То же, что № 1. (001)
"	4	33°	58°	80,5°	+76°	(001)	48	$\perp [100]$ Проросший авгитом (001) кристалл.
"	5	62°	33°	73°	—	—	45	Плоскость спайности по (001) в предыдущем кристалле.
39h	6	25°	65°	83°	+78° +81°	(010)	43	$\perp (010)$ Тонкозонарный про- стой двойник, обрастающий калиевонатровым полевым шпатом.
"	7	23°	68°	85°	+82° +81°	(010)	40	$\perp (010)$ Кристалл подобный предыдущему. Гройник. Сра- стание I и II.
"	8	69,5°	42,5°	55°	+80°	(010)	40	[001] Срастание II и III.
"	9	80°	56,5°	35,5°	—	(010)	39	$\perp [001]$ Срастание III и I. (010)
"	10	64°	29,5°	76,5°	—	—	42	Плоскость спайности по (001) в I индивидуе.
"	11	22°	69°	85°	—	—	40	Плоскость спайности по (010) в I индивидуе.

Биотит всегда свежий в ярких красных тонах плеохроизма; изобилует включениями циркона и апатита с резко выраженными плеохроичными дво-
риками. Кроме биотита кое где замечены тонкие кристаллы бесцветной слюды,
ассоциирующей, подобно биотиту, с илдингситом.

Калиево-натриевый полевой шпат встречается редко в отдельных зернах.
Обычно он или обрастает плагиоклаз, или кристаллизуется в гранофировом сра-
стании с кварцем. Иногда среди поля микропегматита можно видеть довольно
крупные, очень резорбированные кристаллы этого минерала (рис. 55), выпадаю-
щего, повидимому, вперед растворяющей его массы. $2V = -50^\circ$; $B \perp_{(001)} Ng = 80^\circ$;
 $BNm = 12^\circ$; $BNp = 83^\circ$. Вероятно богатый натром, близкий к анортоклазу
триклинный щелочной полевой шпат. По Винчеллю (57, 722) — содержит
60% анортоклаз-альбитовой молекулы.

Химический анализ породы дал следующие результаты: $SiO_2 = 56,16\%$;
 $Al_2O_3 = 17,30\%$; $Fe_2O_3 = 4,94\%$; $FeO = 6,68\%$; $CaO = 5,16\%$; $MgO = 1,80\%$;

$\text{Na}_2\text{O}=3,78\%$; $\text{K}_2\text{O}=4,22\%$; $\text{H}_2\text{O}=0,61\%$ и потери при прокаливании— $0,79\%$. Символ породы по Левинсону-Лессингу: $-\frac{1,67dR}{1,99\alpha}$. В данном случае порода точно совпадает с клеткой эссекситов (26).

Принимая во внимание изменения в структуре и минералогическом составе описанных пород, мы можем разделить их на три группы с более или менее постепенными между ними переходами. К первой группе относится порода 39b с заметными следами ассимиляции боковых пород и резким переходом к более основным образованиям второй группы—образцам 39с-е. Породы второй группы обладают всегда хорошо выраженной порфировой структурой. Фенокристаллы представлены, главным образом, плагиоклазом и лишь в крайних членах, близких к контакту, пироксеном. По мере удаления от контакта число порфировых выделений уменьшается и повышается содержание натрия в порфировых выделениях плагиоклаза, но по сравнению с породой первой группы (39b) плагиоклазы являются значительно богаче анортитовой молекулой.

Первая группа имеет очень небольшое распространение от залыбанда, так как уже в 17 см. от 39b взят образец второй группы—39с, начиная с которого состав пород непрерывно изменяется в сторону обогащения кремнеземом. Мощность пород второй группы немного превышает 4 метра. Наибольшими размерами обладает третья группа равнотермических пород по составу плагиоклаза очень близких к основной массе пород второй группы, но обогащенных в сравнении с последними богатым газом кварцево-полевошпатовым остатком. Необходимо указать, что внутри этой группы пород по мере удаления от контакта все же наблюдается слабое, но непрерывное повышение кислотности, что очень хорошо иллюстрируется сравнением состава плагиоклазов в образцах 39g и 39h, взятых на расстоянии 30 метров от залыбанда и очень близко друг от друга. В 39g средний состав плагиоклаза—№ 45, в 39h—№ 40.

Образование описанных пород нельзя объяснить только кристаллизационной дифференциацией магмы. Порфировая структура, зонарные пироксены и другие признаки стесненных условий кристаллизации, наблюдаемые во второй группе пород, позволяют считать эти породы наиболее близкими по своему составу к первым порциям остывания интродуцировавшей магмы. От этой основной группы происходят изменения в сторону повышения кислотности как к залыбандам, так и к центральным частям силла.

Повышение кислотности к контакту можно объяснить или ассимиляцией боковой породы или отстаиванием магмы. Так как мы имеем дело с контактами висячего бока, то последнее объяснение становится как будто возможным. Однако, признаки ассимиляции в породе 39 b, а также начинающееся через 17 см. увеличение кислотности, а не уменьшение ее к основанию силла, как следовало бы ожидать при допущении процесса отстаивания, заставляют отказаться от этого объяснения и считать, что в образовании 39 b существенную роль играла ассимиляция магмой боковой породы¹⁾.

Очень интересной в этом отношении является работа Бэна по исследованию процессов ассимиляции, в поритах Сидбери (40). На рис. 23 помещена его диаграмма, изображающая изменение в составе норитов в связи с удалением от лежащего бока. Нетрудно убедиться, что характер изменения в составе норитов совершенно такой же, как и у наших эссекситовых пород, несмотря на то, что в нашем случае мы имеем дело с контактом висячего бока. Резкое понижение кислотности на отрезке АВ вполне соответствует переходу от 39 b к 39 c на протяжении 17 см. и еще раз указывает на

¹⁾ Это положение согласуется с наблюдениями С. А. Яковлева над Олонецкими диабазам, в которых процесс отстаивания захватывает только самые нижние горизонты покровов и интрузивных пластов. При общей мощности тела в 45 метров признаки отстаивания наблюдаются только на протяжении 3 метров от лежащего бока (31, 12).

полную невозможность объяснить образование 39 в отставиванием магмы¹⁾. Дальнейшее повышение кислотности на участке ВС вполне отвечает изменению в составе II и III групп наших пород. Принимая за первичный состав магмы средний анализ пород, прилегающих к контакту, Бэн, путем сравнения среднего состава всей диаграммы и предполагаемого первичного, делает заключение, что образованию норитов предшествовала ассимиляция магмой большого количества боковых пород (38% конечного состава), при наличии крайне слабого контактового метаморфизма.

Работа Бэна дискуссировалась Фемистером (49) и Боуэном (43). Так же, как и они, мы не можем согласиться с вычислительной частью работы Бэна, но нам хотелось бы отметить один факт, которому во время дискуссии уделено очень мало внимания. Интересно, что даже Бэн не делает никаких попыток к объяснению резкого понижения кислотности на участке АВ. Нам кажется, что поскольку это явление легче всего объясняется процессом ассимиляции, постольку оно представляет очень веский аргумент для характеристики и доказательства способности магмы к усвоению боковых пород. Если мы допустим, что увеличение кислотности к зальбанду объясняется процессом ассимиляции, то точка В на кривой SiO_2 (рис. 23) должна принадлежать породе с близким химическим составом не к первичной интродуцировавшей магме, а, как мы указали выше, к первой достаточно основной порции остывания. Вероятно, пренебрежение этим обстоятельством и является главной причиной того, что попытка Бэна — вычислить размеры ассимиляции, которая в данном случае характеризуется повышением кислотности на небольшом сравнительно отрезке кривой от В к А, оказалась неудачной. Кроме того, по-видимому, колебания в составе породы не всегда происходят так просто, как это изображено на рис. 23. Мною приведена здесь вторая диаграмма Бэна для другого участка норитового тела (рис. 24), где, по-видимому, ассимиляция была энергичнее, и прежде чем достигнуть своего минимума кривая для SiO_2 переживает несколько максимумов и минимумов второго порядка. Такое колебание в составе может быть объяснено только процессом ассимиляции, и тщательное изучение краевых зон подобных гипабиссальных тел может дать очень ценный и интересный материал для выяснения роли ассимиляции в процессе дифференциации магмы.

Несколько проще происходил процесс кристаллизации пород третьей группы. Мы видели при описании соответствующих образцов, что по своему составу эти породы приближаются к составу основной массы пород второй группы, а в некоторых случаях являются даже кислее ее, судя по номеру плагиоклаза и заметному увеличению кварца. Кроме того, из рассмотрения структурных соотношений различных минералов мы имеем случай убедиться, что признаки неполных реакций прерывных (ряд: авгит $\rightleftharpoons$ амфибол $\rightleftharpoons$ биотит) и непрерывных (зонарные плагиоклазы) рядов Боуэна (42) очень распространены и резко выражены в наших породах. Естественно поэтому, что образование пород третьей группы легко может быть уложено в рамки кристаллизационной дифференциации, понимая процесс кристаллизации, как комбинацию рядов Боуэна, в результате чего образуется накопление активного кварцево-полевошпатового остатка.

Монцонит-эссекситы Сыркашевского улуса.

Породы Сыркашевского улуса были описаны Толмачевым (13, 430) под именем кварцево-оливиновых диабазов. В моем материале оливин не наблюдался, и, вероятно, обилие идиингсита, в принятом мною смысле для этих пород, послужило причиной такого определения. По минералогическому

¹⁾ Бэн описывает увеличение кислотности к контакту лежащего бока, что, конечно, не может быть объяснено отставиванием.

составу породы являются вполне идентичными монцонит—эссекситам улуса Куры. Некоторое отличие заметно в том, что данные породы достигают более крупно-зернистых разностей (7,7 мм.), богаты колчеданами и содержат более кислые (табл. VI) номера плагиоклазов, что, надо полагать, связывается с большей мощностью силла.

Т а б л и ц а VI.

№ образца.	Расстояние от контакта	BNg	BNm	BNp	2V	Плоскость срастания.	№ плагио-клаза	Двойниковый закон и особенности кристалла.
36d	60 см.	37°	57°	74°	+75° +78°	(001)	55	⊥ [100]. Фенокристалл длиной 4, 21 мм. при величине зерна основной массы—0,08 мм.
36c	3 м.	68°	45°	53°	+82°	(010)	42	[001]. Краевая зона фенокристалла длиной 1,45 мм.
"	"	30°	67°	80°	+72° +76°	(010)	48	⊥ (010). Ядро лейсты основной массы. Длина—0,84 мм.
"	"	22,5°	68°	83°	—	(010)	40	⊥ (010). Зонарная лейста основной массы длиной—0,54 мм.
"	"	29°	—	—	+77°	—	47	Спайность по (010). Лейста основной массы.
36b	25 м.	70°	20°	84°	90°	—	36	Спайность по (001) в крупном, длиной 7,7 мм. кристалле.
"	"	71°	21°	84°	90°	—	37	Спайность по (001) в зерне длиной 3,21 мм.
"	"	67°	24°	84°	—	(001)	38	⊥ (001). Такая же как предыдущая призма.

Пироксен богаче кальцием, чем в породах улуса Куры. 2V—от +50° до 53°. CNg—от 41° до 48°. Амфибол, как и в породах Куры, появляется лишь в крупнозернистых разностях. 2V=—74°. CNg—от 15° до 19°. Плеохроизм: по Ng—грязнозеленоватобурый; по Nm—то-же; по Np—светложелтый. Калиевонатровый полевой шпат замечен только в 36b; в сравнении с анортклазом Куры несколько богаче К. 2V=—64°; B⊥₍₀₀₁₎ Ng=88°; BNm=9° BNp=82°.

Кварц, кальцит, биотит, ильменит и иллингсит проявляются так же, как и в породах улуса Куры. Некоторой особенностью данных пород можно считать наличие колчеданов (пирротина и медного колчедана), всегда сопровождающихся образованием серицита, хлорита, эпидота и сфена, как продуктов разрушения составных частей породы¹⁾. Наконец, необходимо отметить некоторые особенности в структурных взаимоотношениях кварца и полевых шпатов. Чаше кварц встречается в пегматитовом срастании с щелочным полевым шпатом. В этом случае ростки кварца обладают прямолинейными огра-

¹⁾ Наличие этих вторичных минералов в данном случае безусловно связывается с гидротермальной стадией формирования породы (53, 263).

ничениями. Но иногда можно довольно ясно наблюдать мелкие, неправильно ограниченные (рис. 25), похожие на мирмекит вроски кварца в плагиоклазе. Такое различие в структурных соотношениях кварца с полевыми шпатами может быть объяснено степенью сходства пространственных решеток этих минералов (22) и позволяет довольно легко различать плагиоклазовые сростания кварца от микропегматитовых. Очень часто можно наблюдать внедрение мирмекитового вещества в идиоморфные кристаллы плагиоклаза (рис. 26). Имея ввиду бедность наших пород калием, нельзя не согласиться с Свистальским, наблюдавшим подобные явления в монцонитах р. Ципикана (33,139), что мы имеем дело с двойной эвтектикой кварц-плагиоклаз¹⁾.

Монцонит-эссекситы мыса Юльгель.

Обнажение прослежено на протяжении 30 метров. Порода очень выдерживается по структуре и никогда не достигает величины зерна выше описанных образований. В коллекции имеется только один образец (№ 45) среднезернистой серой породы, приближающейся по внешнему виду к 39е. Крайне слабо развитая порфировая структура заставляет отнести ее к переходному члену между II и III группами пород²⁾. Структуру можно назвать сериально-гипидиоморфной. Состав породы отличается от 39е только большим количеством колчеданов и почти полным переходом темноцветных компонентов в хлорит и эпидот. Миаролитовые пустоты присутствуют. Замеры плагиоклазов дали следующие результаты (табл. VII).

Таблица VII.

BNg	BNm	BNp	2V	Пл. сраст	№ плаг.	Двойниковый закон и особенности кристалла.
24°	66°	83,5°	+82°	(010)	42	⊥ (010) Серицитизированный крупный кристалл.
70°	24°	78°	—	(0.0)	39	⊥ [100] (010) Длинная очень серицитизированная призма: ближе по размерам к основной массе, чем предыдущий кристалл.

По мере исследования Кузнецкого бассейна описанным нами породам придавались различные названия. Щуровский (2,144) и Богданов (11,200) называли их мелафирами и авгитовыми порфиритами, Державин (5,114—117) диабазами, Толмачев породы улуса Куры назвал кварцевым диабазом (13,430), а улуса Сыркашева—кварцевооливиновыми диабазами и, наконец, Яворский—конгадибазами (18,12). Принимая во внимание щелочной характер описанных пород, мы не можем согласиться ни с одним из перечисленных названий. Ближе всего к нашим породам подходят, с одной стороны эссекситовые диабазы Крыма, описанные Мейстером (29), и с другой—монцониты р. Ципикана, описанные Свистальским (33). Поскольку наши породы не претерпели зеленокаменного преобразования³⁾, нет никакой необходимости пользоваться термином диабаз, под которым чаще всего подразумеваются испытавшие это преобразование породы. Сильная изменчивость в

¹⁾ См. также U. Grubénmann und Niggli (46, 434).

²⁾ См. описание пород улуса Куры.

³⁾ Лучшим доказательством свежести пород является отсутствие пертита в таком неустойчивом минерале, как аноклазовый полевой шпат (39,304).

составе, сравнительно слабое содержание калия и обилие кварца в породах центральных частей силлов ставят в необходимость предпочесть двойное название—монцонит—эссекситы.

2. Щелочные базальты.

Эти породы залегают покровами среди верхних горизонтов угленосных осадков (20,109 и 19,150) и, будучи вместе с последними дислоцированы в пологую синклиналию складку, образуют известную «мелафировую подкову», южная часть которой носит название Караканских, а северная—Салтымаковских гор.

Породы эти были известны еще Щуровскому (2, 176—177), который принимал их за «авгитовые порфиристы» и считал аналогичными монцонит—эссекситам р. Мрасы. Первое микроскопическое исследование их произвел в 1875 году Карпинский (3, 32—33) и назвал базальтами. Это название недолго продержалось в литературе. В 1893 году Державин (5, 118—119), имея в виду палеозойский возраст угленосных отложений, переименовал базальты в мелафиры, а в 1901 году Шоленов (12, 297)—в палеобазальты. Название мелафир удержалось за этими породами до самого последнего времени (19, 150) и только проф. М. А. Усов (20, 110) в своей последней работе по Кузнецкому бассейну указал на их трахидолеритовый характер. Поскольку в широкой петрографической литературе под мелафирами понимают диагенетизированные аналоги щелочных (25, 759 и 28, 277) или нормальных базальтов (36, 17), мы не можем принять термин—мелафир—подходящим к нашим породам, исследование которых не обнаружило каких либо ощутительных следов диагенезиса. Мало того, как мы увидим ниже, явственно проступающий щелочный характер этих образований заставляет нас считать более к ним подходящим название щелочных базальтов.

В коллекции имеются образцы щелочных базальтов со следующих пунктов. Скала Бабий Камень¹⁾—выхода южного крыла синклинали (№ 92) и Салтымаковские горы—северное крыло синклинали (№№ 96, 98а, 98с, 99а—b, 100в). Все эти породы очень походят друг на друга, но все же, согласно некоторых особенностей структуры и минералогического состава, они естественно делятся на три группы. В первую входят плотные, миндалекаменные, часто с порфировой структурой, богатые стеклом породы. Иногда миндалины достигают очень значительных размеров (более 10 см.) и бывают заполнены агатом, цеолитами или кварцем, обычно сопровождаясь окремнением ближайшей части эффузива. Небольшие миндалины обладают правильной эллипсоидальной, нередко почти шаровой, формой и бывают заполнены бурым кремнистым веществом тахилитом²⁾. Породы с сильно развитым миндалекаменным строением не обладают порфировой структурой. Последняя проявляется резче в образцах, лишенных миндалины или имеющих их в очень ограниченном количестве (см. таблицу). Количество стекла несколько колеблется, но всегда составляет примерно половину породы. В верхних пористых породах оно развито гораздо сильнее, чем в порфировых, что легко объясняется условиями кристаллизации. Признакам пород этой группы удовлетворяют образцы 98а, 92, 96 и 99а приложенной здесь таблицы.

¹⁾ См. вертикальные разрезы продуктивной толщи в статье М. А. Усова (20).

²⁾ Мною удержано название Карпинского (3, 33) для агрегативно-поляризующих коллоидального характера образований, которые очень распространены в этих породах.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТАБЛИЦА

главных свойств и особенностей щелочных базальтов Кузбасса.

№ по- ро- ды.	Географическое положение обна- жения.	Окраска породы.	Структура.	Величина зерна в мм.		Составные части пород в убывающем порядке.	Структура основной массы.
				Фенокр.	Основн. масса.		
98 а	Салтымаковский хребет, заимка Ягодкина.	Серовато- зеленая на поверхности и серочерная в разломе.	Миндалекаменная, афанитовая	—	0,25 до 0,014.	Плагиоклаз, тахилит, стекло, пироксен, кальцит.	Гиалопилитовая.
92	Бабий камень.	Синечерная.	Плотная с очень слабо- выраженным порфи- ровым характером	0,57—0,35	0,21 до 0,025	Плагиоклаз, стекло, тахилит, пироксен, кальцит.	Гиалопилитовая.
96	Салтымаковский хребет, зимовка "Коврижка".	"	Порфировая с редки- ми миндалинами	1,20—0,42	0,19—0,02	Плагиоклаз, стекло = тахилит = пироксен.	Гиалопилитовая, в редких случаях приоб- растается к интерсерталь- ной.
99 а	Салтымаковский хребет, северный конец Студеного плеса.	"	Порфировая с плот- ной основной массой . . .	0,87—0,17	0,24—0,07	Плагиоклаз, стекло, пироксен, тахилит, амфибол, колчеданы.	Как у предыдущего
98 с	Там же, где 98 а.	"	Слабо выраженная порфировая и миндале- каменная структуры . . .	0,7—0,24	0,14—0,03	Плагиоклаз, пироксен = стекло = тахилит кальцит.	Переходная от гиало- пилитовой к интер- сертальной.
99 б	Вместе с 99 а.	"	Почти равно-зерни- стая	—	0,7—0,1 Средняя ве- личина—0,25	Плагиоклаз, стекло, пироксен, тахилит, амфибол, колчеданы.	Переходная от интер- сертальной к офи- товой.
100 б	300 метров к северу от 99 а.	"	Резкая порфировая и слабая миндалекамен- ная структуры.	5,7	0,7—0,05	Плагиоклаз, пироксен, тахилит, колчеданы, ильменит и немного стекла.	

Породы второй группы характеризуются слабо выраженными порфировой и миндалекаменной структурами до полного их исчезновения. Обычно эти породы раскристаллизованы значительно сильнее пород первой группы, что вполне гармонирует с характером структуры основной массы. В породах первой группы основная масса обладает гиалопилитовой структурой, но по мере уменьшения стекла структура приближается к интерсертальной. Породы второй группы всегда имеют структуру основной массы переходного характера от гиалопилитовой к интерсертальной. Сравнительная бедность стеклом и отсутствие порфировой структуры позволяют считать эти породы внутренними частями покровов, где условия для кристаллизации были наиболее благоприятными. Сюда относятся образцы 98с и 99b сравнительной таблицы.

Несколько обособленное положение занимает порода № 100b (см. таблицу). Сочетание резко выраженной порфировой структуры с почти полным отсутствием стекла не позволяет ее уложить в рамки пород первой и второй групп. Величина фенокристаллов достигает 6 мм., а кристаллы основной массы равняются по своей величине порфировым выделениям пород первых групп. Ничтожное содержание стекла в основной массе, а также характер соотношений пироксена и плагиоклаза (рис. 27) создают структуру промежуточного типа между офитовой и интерсертальной. Существенным отличием от офитовой структуры является, как это можно усмотреть из рисунка, более раннее выделение пироксена, чем плагиоклаза. Очень распространено сетчатое перекрещивание плагиоклазов (рис. 28) как в порфировых выделениях, так и в основной массе. Такой характер сочетания плагиоклазов замечается и в других образцах базальтов, но в данной породе он очень резко выражен, и благодаря, главным образом, ему структура основной массы имеет офитовый характер. Образец этой породы был взят из делювия конгломеративных песчанников, подстилающих эффузивы. По мнению проф. М. А. Усова (20, 110) возможно предполагать жильное происхождение этой породы.

Отдельность базальтов очень разнообразна. Лавовая поверхность обычно неправильная. Первичная горизонтальная отдельность почти не изменила своего первоначального положения, хотя она и не ровна в зависимости от неровности почвы. Верхняя часть покровов часто получает неправильную мелкую призматическую отдельность, которая в более глубоких частях покровов становится шестигранной и временами бывает настолько хорошо выражена, что дает, например напротив р. Буланихи, прекрасный образец мостовой гигантов. Кое-где встречается веерообразная призматическая отдельность. Интересно отметить грубую неправильную отдельность в породах Бабьего камня и рубленную отдельность, напоминающую поверхность ручных грант, в анамезитовом базальте типа второй группы (№ 98b). Последнего характера отдельность сочетается с призматической и, вероятно, в противоположность первой бывает связана с внутренними частями покровов.

Что касается до минералогического состава, то он является довольно постоянным для данных пород. Различие заключается, главным образом, в степени раскристаллизованности пород, отчего естественно часть минералов скрывается в стекловатой, трудно поддающейся изучению основной массе. В результате изучения шлифов перечисленных в таблице пород были замечены следующие минералы: плагиоклаз, пироксен, стекло, тахилит, ильменит, амфибол, кальцит и колчеданы¹⁾.

Плагиоклаз является наиболее существенной составной частью базальтов (табл. VIII). В стекловатых разностях он является почти единственным минералом, если не считать пироксена, который в этих случаях играет роль примеси. В порфировых выделениях, кроме плагиоклаза, других минералов не наблюдалось. Интересно отметить, что в некоторых образцах как первой,

¹⁾ Поленов Б. К. (12, 297) определенно указывает на „спорадически“ встречающийся оливин в „палеобазальтах“ Караганских гор.

так и второй группы (98-а и 98-с) можно наблюдать как-бы три генерации кристаллов. Наиболее крупные обычно бывают менее вытянутыми—коротко-столбчатыми, средние кристаллизуются в виде длинных лейст и самые небольшие по величине являют войлокоподобную смесь (98-а) со стеклом и создают картину типичной гиалопилитовой структуры или в комбинации с иглами ильменита (98-с) представляют переходную структуру от гиалопилитовой к интерсертальной (рис. 29).

Т а б л и ц а VIII.

№ образ-ца.	BNg.	BNm.	BNp.	Плос-кость сра-стания	2V.	№ плати-окл.	Двойниковый закон и особенности кристалла.
98-а	74°	41°	54°	(010)	—	56	$\frac{\perp [001]}{(010)}$. Фенокристалл дл. 0,25 мм.
»	34°	—	—	—	—	55	Спайность по (010) в том-же кри-сталле.
92	74°	43°	51°	(010)	$\begin{smallmatrix} +79^\circ \\ +81^\circ \end{smallmatrix}$	54	$\frac{\perp [001]}{(010)}$. Тонкоzonарный кри-сталл, длиной 0,35 мм.
96	60°	72°	38°	(010)	—	60	[001]. Фенокристалл — 0,7 мм., зонарный, центральная часть.
»	37°	—	—	—	—	60	Плоскость срастания по (010) в предыдущем кристалле.
99-а	75°	45°	49°	(010)	+80°	52	$\frac{\perp [001]}{(010)}$. Фенокристалл дл. 0,85 мм.
98-с	33,5°	61°	75°	(010)	+80°	54	$\frac{\perp (010)}{—тр.йник.}$. Небольшой фенокристалл комбинация $B_1 B_2$
»	62°	62,5°	41°	»	—	54	[001]. Тоже. Комбинация $B_2 B_3$
»	73°	41°	53°	»	—	55	$\frac{\perp [001]}{(010)}$. Тоже. Комбинация $B_1 B_3$
»	36°	60°	73°	—	—	57	Спайность по (010) в предыдущем.
»	34,5°	—	—	—	—	54	Спайность по (010) Небольшой фенокристалл.
»	—	45°	—	—	—	53	Спайность по (001) Тот же кристалл.
»	78°	—	—	—	—	55	Спайность по (110) в том-же кри-сталле.
99-б	76°	44°	49°	(010)	+76°	52	$\frac{\perp [001]}{(010)}$. Тонкая лейста дл. 0,25 мм.
»	61,5°	54,5°	49°	(010)	+78°	48 ¹⁾	[001]. Кристалл несколько боль-ше предыдущего.
100-б	75°	40°	54°	(010)	+76°	57	$\frac{\perp [001]}{(010)}$. Очень крупный дли-ною 5,7 мм. фенокристалл, Тройник. Комбинация $B_1 B_2$ ²⁾ .
»	32°	61,5°	76°	(010)	—	51	$\frac{\perp (010)}{—}$. Тоже. Комбинация $B_2 B_3$
»	63,5°	63°	39°	(010)	—	55	[001]. Тоже. Комбинация $B_1 B_3$
»	—	49°	—	—	—	56	Спайность по (001) во II индивидуе того-же сростка.
»	—	43°	—	—	—	52	Спайность по (001) в III индивидуе того-же сростка.
»	61,5°	63,5°	40,5°	(010)	+76°	55	[001]. Лейсты длиной 0,28 мм. в осн. вной массе.
»	35°	60°	74°	—	—	55	Плоскость срастания по (010) в предыдущем кристалле.

¹⁾ Точка довольно сильно уклоняется от кривой Карлсбадского закона на двойниковой диаграмме (30).

²⁾ См. рис. 30.

Принимая во внимание погрешности при определении, можно считать состав плагиоклаза почти постоянным во всех группах пород. Даже для порфировых выделений и основной массы (100-b) одной и той же породы он остается постоянным. Поэтому надо думать, что вышеописанные три генерации плагиоклазов, повидимому, отмечают лишь моменты зарождения новых центров кристаллизации без изменения в составе жидкой фазы. В отношении порядка выделения плагиоклаза интересно отметить такие обстоятельства. Из рассмотрения рисунка 27 можно прийти к заключению, что мы имеем дело с разьеданием кристаллов авгита позднее выделившимися лейстами плагиоклаза. Рис. 28 и 31 указывают, если не на позднейшее образование авгита, то уже во всяком случае на одновременную кристаллизацию данных минералов. Принимая во внимание увеличение количества пироксена в связи с уменьшением в породе стекла, надо полагать, что кристаллизация плагиоклаза началась раньше пироксена и кончилась может быть даже после окончания выделения последнего.

Пироксен обычно серый; очень редко и только в наиболее крупнозернистых разностях в нем заметна слабая фиолетовая окраска. Минерал погасает пятнисто, что, вероятно, связано с неоднородным строением. Иногда зонарный с сильной дисперсией. Угол оптических осей очень постоянный и колеблется в пределах от $+58^\circ$ до $+62^\circ$. Угол погасания очень сильно изменяется от 24° до 48° . Последнее обстоятельство, вероятно, связано с изменением содержания Al, Ti и Fe (25, 515).

Стекло в породах первой группы достигает 50% состава и почти совершенно исчезает в породах третьей группы. В первом случае оно бывает черного цвета, редко с перистыми нитевидными микролитами (рис. 32), во втором—серое почти бесцветное. Надо полагать, его окраска связана с содержанием железа и, вероятно, в последнем случае оно представляет наиболее кислую часть магматического раствора, освобожденного от руды и железо-содержащих алюмосиликатов. Интересно отметить, что появление светлого стекла всегда ассоциирует с большим содержанием ильменита, который не проявляется в богатых стеклом разностях¹⁾.

Очень большую роль играет в наших породах бурое, часто агрегативно поляризующее вещество, которому было придано еще Карпинским название тахилита (3, 33). Для удобства мы удерживаем это название за ним в настоящем описании. Тахилит наблюдается во всех образцах базальтов, и трудно сказать, где его бывает больше—в породах-ли стекловатых или в хорошо раскристаллизованных. В породе 98a, богатой стеклом, тахилит развит в не меньшем количестве, чем в породе 98c, сравнительно бедной стеклом. В породе 100b стекло почти отсутствует, но тахилит имеется и—в очень большом количестве. Можно думать, что большее или меньшее количество этого минерала в породе определяется первичным ее составом; это положение отчасти подтверждается преимущественным развитием тахилита в породах 98a и 98c замки Ягодкина. Эти породы характеризуют собою различные горизонты резко миндалекаменного покрова. 98a представляет верхнюю, а 98c—несколько удаленную от поверхности часть покрова. Ближайшее рассмотрение указывает существенную разницу в форме проявления тахилита в связи с этими породами. В породе 98a он занимает тонкие эллипсоидальные или почти сферические поры (рис. 33 и 34). Под микроскопом можно наблюдать и полигональные с концентрическим скорлуповатым строением²⁾ образования (рис. 35 и 36). Обыкновенно эти образования состоят из двух частей: наружный слой а, представляющий радиально-лучистый агрегат тонких волосовидных индивидов, и

¹⁾ Такое же соотношение стекла и железосодержащих минералов отмечено В. А. Обручевым для базальтов юго-западного Забайкалья (31, 445).

²⁾ По терминологии В. Попова (32, 21—23) наши сферолиты относятся к типу кариогенных—нарастающих при своем образовании от периферии к центру.

внутреннее ядро—б, представляющее темную почти однородную массу с редкими проникающими в нее из а пучками волосовидных агрегатов. В некоторых случаях наружная кайма бывает развита сильнее внутреннего ядра (рис. 33 и 35), а иногда—наоборот (рис. 34 и 36). Слабая наружная каемка обычно характерна для крупных образований. Очень часто можно бывает встретить бурные неправильной формы комочки тахилита, по своим свойствам приближающиеся к ядру без всяких следов обычной внешней оболочки. В одном случае можно было наблюдать обломки корочки а в массе состава б (рис. 37 и 38). Это явление определенно указывает, что в момент заполнения веществом б прежде образовавшаяся корочка а, сокращаясь в объеме, разламывалась на мелкие кусочки, которые были сцементированы следующими порциями затвердевавшего матерьяла. Если принять во внимание, что обе разновидности этого коллоидального вещества обладают двупреломлением отчасти агрегационного характера (а), отчасти, вероятно, от натяжения (б), то нетрудно убедиться, что мы имеем в данном случае дело с гидрогелями (41, 422), которые в зависимости от физикохимической обстановки¹⁾ затвердевают с тем или другим содержанием воды.

В породе 98-с тахилит никогда не выполняет правильно ограниченных полостей. В данном случае мы имеем дело только с веществом типа а, радиально-лучистого строения и выполняющего вакуолеобразные причудливой формы полости (рис. 39). В некоторых случаях и здесь можно наблюдать концентрическое строение, но слой внутренний по своему внешнему виду ничем не отличается от периферической оторочки и так же, как и эта последняя, представляет радиальнолучистый агрегат. Таким образом, тахилит более глубоких частей покрова является по своим свойствам веществом, близким к внешней корочке а тахилита, заполняющего миндалины в породах лавовой поверхности. Помимо того нельзя не отметить еще одного видоизменения тахилита, наблюдаемого, между прочим, только в ассоциации с перфирированными выделениями плагиоклаза. Промежуток между офитово расположенными призмами плагиоклаза занимает крупный агрегат тахилита (рис. 40), в котором отчетливо можно заметить пятна и полосы—участки высокополяризующего, резко плеохроичного в темных тонах минерала, идентичного по своим свойствам идингситу монцонитэсекситов. Таким образом, мы имеем основание полагать, что идингсит и тахилит представляют одно и то же вещество, затвердевшее в коллоидальном или полуколлоидальном, а может быть и кристаллическом состоянии, в зависимости от физико-химической обстановки.

Левинсоном-Лессингом в сферолитовых породах Мугоджарских гор описаны заполненные новообразованиями сферолиты, по форме очень напоминающие образования тахилита. Интересно, что эти «псевдосферолиты» обладают вполне круглой формой в крупных своих разностях и грушевидной или неправильной (23, 132) в основной массе, чем очень напоминают наши образования. Что же касается материала, близкого по составу и физическим свойствам к тахилиту, то вполне тождественным с ним является бурое коллоидальное вещество, описанное Баклундом (21) в базальте из Большеземельской тундры. Не называя точно свой гидрогель, Баклунд считает его ближе всего подходящим к минералу хлоритовой группы гуллиту (47, 756) и отличным от палагонита (47, 848), хлорофеита (47, 798) и нигресцита (47, 797). Перечисленные минералы очень близки друг к другу по физическим свойствам, но несколько отличаются по химическому составу (21, 90—92), что послужило для Баклунда решающим критерием в смысле идентификации с ними своего минерала. Считая свой минерал гидрогелем, Баклунд полагает (21, 95), «что он с настоящим стеклом вступает как-бы в антагонизм, а, быть может, и представляет отчасти продукт коагуляции при повышенной

¹⁾ См. схему Беммелена (41, 423).

температуре последнего не смешивающегося со стеклом остатка жидкой магмы, богатый парами воды». В другом случае автор допускает возможность образования этого вещества за счет магматического изменения оливина (21, 96). Последнему положению благоприятствует состав вещества, которое, судя по анализам (21, 93—94), содержит большое количество *Mg* и *Fe*.

Нам казалось бы, что в данном случае нет нужды разделять тахилит по его происхождению на несколько категорий, и что в основу генезиса этого минерала, по нашим наблюдениям, могут войти следующие положения: 1) наличие свойств, присущих коллоидальным образованиям, позволяет считать тахилит гидрогелем; 2) тахилит не может быть продуктом вторичным, связанным с инфильтрацией вещества извне после периода остывания породы, а бесспорно образуется в последние стадии ее формирования; 3) надо полагать, что периодом его образования является гидротермальная, цеолитовая по Фогту (54, 661), фаза формирования породы, обладающая довольно обширным температурным интервалом от 0° и, примерно, до 350°; 4) разнообразные формы его проявления, начиная от иддингсита и кончая почти аморфным веществом, заполняющим внутренние части сферолитовых образований, обуславливаются физико-химической обстановкой; 5) химический состав данного вещества находится в непосредственной связи с составом магмы и замещаемого минерала, причем чаще всего замещаются пироболы, как наименее устойчивые компоненты пород, и прежде всего оливин, чем, вероятно, и обусловлено отождествление с ним иддингсита; 6) весьма вероятно, что перечисленные, сходные с образованием Баклунда, минералы—гуллит, палагонит, хлорофент и нигресцит, вне зависимости от их химического состава, могут оказаться образованиями этого же порядка,¹⁾ но к сожалению, для выявления этого обстоятельства потребуются особые исследования данных минералов, что может составить специальную тему и не входит в задачи настоящей работы.

Роговая обманка была зафиксирована только в породах 99-а—b, содержащих колчеданы. Очень возможно, что этот минерал иногда скрывается в буром тахилитовом веществе основной массы, но в этом случае его размеры настолько малы, что создают полную невозможность отличить его от сходного с ним по окраске тахилита. Амфибол проявляется в бурых с красноватым оттенком, неправильно окрашенных, слабо идиоморфных кристаллах, сгруппированных в небольшое агрегативное скопление (рис. 41), определенно выделяющееся по своим размерам от кристаллов основной массы породы. При больших увеличениях легко вскрывается причина неоднородной окраски минерала. Прежде всего ясно обнаруживаются небольшие пятна—участки (рис. 42) с буровато-красными тонами плеохроизма, окруженные темнотой каймой, среди основного бурожелтого фона. Слагающий основной фон минерал обладает более низкими цветами поляризации, чем вкрапленные в нем пятна, и очень напоминает иддингсит. Трещины спайности проходят через весь кристалл амфибола, но резко проявляются лишь во внутренних высоко и живо поляризующих участках. В иддингситоподобном же материале основного фона трещины становятся широкими, сильно разработанными с интенсивной буро-черной окраской, видимо, обусловленной отложением пигментирующего железистого вещества. Кое-где в породе встречаются резко очерченные ромбы, заполненные иддингситом с обрывками роговой обманки. Замеры амфибола дали следующие константы: $CNg = 18^\circ$; плеохроизм по *Np*—светложелтовато-бурый, по *Np*—темнобурый с красноватым оттенком.

Кальцит наблюдается не во всех образцах коллекций. Немного его имеется в породах Бабьего Камня и только в 98 с—внутренних частях миндалекаменных покровов—он более или менее хорошо проявляется. Обычно

¹⁾ Сюда, вероятно, придется отнести многие из редких минералов группы хлорита, серпентина и каолина (47, 678—852).

представляет неправильной формы обломки—включения, с следами проникновения в них по некоторым направлениям стекловатого матерьяла (рис. 43). С другой стороны, в некоторых случаях наблюдаются срастания кальцита с тахилитом в виде концентрически чередующихся слоев этих минералов (рис. 44). И, поскольку тахилит является минералом, связанным с первичным составом породы, агрегаты кальцита следует рассматривать как остатки механических включений известняка в базальтах, которые захватили его при прохождении через палеозойские формации. Возможно, что, согласно Дэли (45, 414), щелочной характер базальтов явился в результате усвоения ими известняков.

Колчеданы представлены чаще всего пиритом, но кое-где замечен и пирротин. Встречены только в породах слабо миндалекаменных (99 а 99 б и 100 б). Кроме того, нельзя не отметить кое где встречающийся в основной массе, похожий на слюду, высокополяризующий минерал—безцветный, с низким рельефом. По краям иногда бывает окружен бурой тахилитоподобной каемкой. Небольшие размеры не дают возможности определить его точнее. Низкий рельеф не подходит к оливину. Поскольку этот минерал замечен в породах, богатых колчеданами, можно было бы связать его образование с отложением в породе сульфидов (36, 22).

Химический анализ породы дал следующие результаты: SiO_2 — 51,59%, Al_2O_3 — 17,29%, Fe_2O_3 — 5,64%, FeO — 6,36%, CaO — 7,47%, MgO — 4,41%, Na_2O — 3,40%, K_2O — 1,97%, H_2O — 0,53%, потери при прокаливании — 1,83%. Символ породы по Левинсон-Лессингу — $\frac{1,99 \text{ R}}{1,68 \alpha}$, что по его

химической классификации отвечает группе эффузивных аналогов эссекситов—мелафирам и андезитобазальтам (26). Особенно близко подходят наши породы по химическому составу к трахидолеритам Дэли (28, 278), отличаясь от этих последних несколько меньшим содержанием щелочей ¹⁾.

Залегание в формациях одного геологического периода, щелочной характер и сходный минералогический состав щелочных базальтов и монцонит-эссекситов не оставляют никаких сомнений в том, что мы имеем дело с производными одной и той же магмы, близкой по составу щелочным базальтам. В данном случае нам представляется удобный случай для проверки принятых нами положений о процессах дифференциации монцонит-эссекситовых пород. Приведенные в табл. IX анализы пород 39с и 99а указывают поразительное сходство,

Т а б л и ц а IX.

Название породы.	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	CaO	MgO	Na_2O	K_2O
Монцонит-эссексит (39с) . . .	51,10	17,76	5,57	7,53	7,15	3,58	2,44	1,14
Щелочной базальт (99а) . . .	51,59	17,29	5,64	6,36	7,47	4,41	3,40	1,97

что легко объясняется явлениями закалки в условиях кристаллизации породы 39с, взятой на расстоянии 17 см. от контакта. Но мало того, небольшие отличия в химическом составе этих пород уклоняются в сторону, предусмотренную процессом дифференциации. Порода 39с, согласно наших положений, отвечает не среднему составу магмы, а первым порциям остывания, при равных прочих условиях, бедным щелочами, т. к. эти последние в силу кристал-

¹⁾ Отношение $\text{R}_2\text{O} : \text{RO}$ у наших пород равняется 1:4,4, т. е. оно больше этой величины для нормальных базальтов, у которых она колеблется от 1:6 до 1:7,8 (28, 258).

лизационной дифференциации локализуются в центральных частях тела. На наших анализах это положение блестяще подтверждается; не трудно убедиться, что самым главным отличием состава сравниваемых пород являются щелочи.

Эффузивы девона.

Эффузивы девона значительно разнообразнее пород продуктивной толщи. По р. Томи эти породы всегда подстилают D_3^2 и обнаружены в следующих трех пунктах: 1) скалы «Красный камень», в 4,5 килом. выше устья р. Бельсу; 2) заимка Симонова, вблизи устья р. Тайдона; и 3) отдельные выходы этих пород, встречающиеся вблизи д. Убиенной, выше и ниже ее по течению р. Томи.

Наиболее обильно во всех трех обнажениях представлены альбитофиры, которые, переслаиваясь с туфами, составляют толщу довольно значительной мощности и достигающую, например, ниже дер. Убиенной около 100 метров. В верховьях Томи, у р. Бельсу, а также в обнажениях Симоновой заимки альбитофиры и их туфы, подстилая D_3^2 , отделяются от последнего конгломератами, галька которых представлена этими же породами. Толща туфов и покровов альбитофировых пород Симоновой заимки прорезана многочисленными жилами порфиритов и мелафиров. Кроме того, в этом же обнажении встречаются покровы порфиритов и мелафиров, причем ниже р. Тайдона залегает сплошная масса мелафира (20, 111), а у дер. Убиенной порфириты слагают лакколитообразное тело.

1. Альбитофиры.

Альбитофиры вышеуказанных обнажений отмечены многими лицами. Породы «Красного камня» и Симоновой заимки описаны в 90-х годах прошлого столетия А. Державиным под названием бескварцевых порфиров (9, 308) и красных порфиров (8, 98). В 1901 году породы Симоновой заимки («Осиповской антиклинали») были исследованы Поленовым и определены, как ортоклазовые порфиры (12, 288), надо полагать, за ортоклаз были приняты красные фенокристаллы альбита. В 1909 году это же самое обнажение было осмотрено Янишевским (14, 10), который воспользовался для определения эффузивов номенклатурой предыдущих геологов. Выхода зеленокаменнопреобразованных альбитофиров у дер. Убиенной описаны Венюковым (7, 43—46) и названы им кварцевыми порфиритами¹⁾.

Надо полагать, альбитофиры принимают значительное участие в составе девонской толщи. Судя по литературе, они очень распространены в пределах Кузнецкого бассейна и всегда ассоциируют с девонскими породами. «Красные утесы» р. Мрассы у улуза Сосновского, описанные Щуровским (2, 147). Богдановым (4, 201) и Державиным (8, 98), несомненно, сложены альбитофирами. С этими же породами идентифицирует Державин (6, 98) красные порфиры в обнажениях по Кузнецкому тракту около р. Хомутиной, ниже деревни Загорной. По р. В. Терсь, в вершинах Б. Абата отмечает Гернгросс (1, 333—334) «красный порфир», очень похожий на породы р. Мрассы; породы этих же обнажений называет Поленов (12, 289—294) ортоклазовыми порфирами. Наконец, многочисленные обнажения кварцевых и бескварцевых порфиров описаны Толмачевым (13, 524—533). Многие разновидности этих пород, особенно кератофировые их разновидности, очень близко подходят к нашим альбитофирам²⁾.

¹⁾ Интересно отметить, что по р. Кунгурке (7, 95) Венюковым обнаружен конгломерат с галькой этих пород.

²⁾ Особенно сюда близки: группа кварцевых порфиров, «связанная с диабазовыми породами» (13, 527), и бескварцевые порфиры, связанные с порфиритами (13, 530).

В скалах «Красного камня» и в обнажениях Симоновой заимки породы этого типа представляют лиловобурые, плотные разности, с обычно слабо проявляющейся порфировой структурой и афанитовой основной массой. Очень распространено миндалекаменное строение. Крайне редко и только среди образцов с Симоновой заимки встречаются разности с большим количеством порфировых выделений альбита. Выделений кварца в имеющихся образцах не наблюдалось. Породы настолько плотны, что порою макроскопически совершенно не отличимы от туфов.

Под микроскопом можно наблюдать некоторую сериальность порфировых выделений альбита (табл. X), размеры которых колеблются от 1 мм. до 0,37 мм. Основная масса состоит из микрофельзитовой смеси кварца и полевого шпата. Иногда полевой шпат основной массы проявляется в длинных лейстках (длиною—0,08 мм.), флюидально обтекающих фенокристаллы альбита, и таким образом, структура приближается к трахитовой. Почти всегда основная масса бывает забита большим количеством железных окислов с примесью аморфного глинистого матерьяла. Этот матерьял иногда нацело замещает основную массу породы и распределяется по трещинам спайности альбита порфировых выделений. Кое-где можно наблюдать жилки вторичного кварца и эпидот. Темноцветный компонент не наблюдался, но возможно, что его отсутствие объясняется полным замещением минерала железисто-глинистым веществом.

Т а б л и ц а X.

№ образ-ца.	BNg.	BNm.	BNp.	2V.	Плос-кость сра-стания	№ плаг.	Двойниковый закон и характер породы.
59	77°	16,5°	80,5°	+84°	(010)	7	[001] Галька конгломерата р. Бельсы
„	73°	25°	70,5°	+78°	(010)	3	— $\perp$ [100] (010) . Та-же порода
60-в	76°	15°	88°	—	(010)	4	} [001]. Альбитофир с р. Бельсы.
„	74°	17°	84°	+79°	(010)	5	

Поскольку данные породы подвергались сильным диагенетическим процессам и не испытали зеленокаменного преобразования, они с полным правом могут быть названы ланнепорфирами и кв. ланпорфирами в понимании проф. М. А. Усова.

Несколько иначе выглядят альбитофиры в обнажениях дер. Убиенной. Здесь они представляют очень расщепленные серовато-зеленые порфировой структуры породы. Наблюдаются миндалины, заполненные кальцитом. Порфировые выделения макроскопически плохо заметны, и только под микроскопом обнаруживается в сравнительно большем количестве, чем в предыдущих породах, резко сериальный, в вытянутых призмах альбит. Длина призмочек колеблется от 1,5 мм. до 0,60 мм. Основная масса трахитовой структуры с склонностью к флюидальной. Состоит преимущественно из тонких лейсточек альбита, не превышающих по величине 0,08 мм., большого количества титанита и хлорит-серпентинового вещества, тонко пропитывающего всю породу. В некоторых штуфах хорошо проявляется тонко разстеклованный микрофельзитовый кварцевополевошпатовый базис. Изредка в плагиоклазах замечен серицит. Порою можно наблюдать, что центральные части плагиоклазов замещены кальцитом и хлорит-серпентиновым веществом, видимо являющимся продуктом

изменения когда то стекловатого базиса. Интересно отметить очень оригинальные сферолитового типа образования, замеченные в одном случае в породе с слабо выраженной порфировой структурой. Образования эти обладают чаще всего правильной сферической формой, но встречаются и неправильные грушевидные образования. Обычно они состоят из внешней кварцевой оболочки (рис. 45) и внутреннего ядра, заполненного яркозеленым хлоритовым веществом; иногда кварцевая оболочка отсутствует¹⁾.

Породы макроскопически совершенно не отличимы от их туфов. Последние представляют под микроскопом брекчиевидные образования, состоящие из обломков альбитофира с микро-фельзитовой основной массой. Цементирующим веществом служит тесно срастающийся агрегат кальцита, серпентина и эпидота. Породы сильно изменены и испытали зеленокаменное преобразование. Из всех минеральных компонентов пород первичным является только альбит (табл. XI), порою сильно разбитый. Поэтому в отличие от лентепофиров и ланпофиров эти образования могут быть названы кварцевыми кератофирами, являющими зеленокаменную фазу предыдущих пород (36, 26).

Близко к кварцевым кератофирам примыкает порода (№ 162), слагающая дейку в кровле диабазового лакколита, который обнажается в мысу по р. Томи, выше дер. Убиенной. Эта светлозеленая, с слабой порфировой структурой, плотная фельзитовая порода состоит из альбита (табл. XI) в порфировых выделениях и смеси альбита и кварца в основной массе, тонко и слабо пропитанной хлоритовым веществом. Структура основной массы микрофельзитовая. Величина порфировых выделений от 1,1 мм. до 0,67 мм., а в основной массе—0,01 мм. и меньше. Кварц очень облачный, полевой шпат разбитый. По минералогическому составу и структуре порода совершенно идентична альбитофирам р. Бельсы и Симоновой заимки.

Т а б л и ц а X I.

№ образца.	BNg.	BNm.	BNp.	2V.	Плоскость срастания	№ плаг.	Двойниковый закон и характер породы.
164b	73,5°	16,5°	89°	+ 78°	(010)	2	[001] } Кварцевые кератофиры покровов р. Томи, ниже дер. Убиенной.
"	77°	14°	84°	—	(010)	5	
167	87,5°	16°	74°	—	(010)	0	
162	85°	69°	21°	+ 81° + 81°	(001)	2	[010] } Кварцевый кератофир дейки (001) в мысу р. Томи, выше дер. Убиенной.
"	73,5°	18°	83°	+ 81° + 83°	(010)	3	[001]. Та же порода.
"	17°	73°	88°	—	—	2	Снажность по (010) в предыдущем кристалле.

2. Порфириты.

Породы этого типа очень хорошо представлены в обнажениях Симоновой заимки. У Янишевского (14, 10) породы этого обнажения названы порфиритами, а иногда диабазовыми порфиритами (14, 19). Вообще нужно сказать, что почти у всех исследователей Кузбасса порфириты, а также, описанные ниже мелафиры и диабазы не разделялись, и обычно под термином диабаз или

¹⁾ Такого-же типа образования описывает Розенбуш (51, 874) для динамометаморфизованных туфов кварцевых кератофиров.

мелафир скрывались разнообразные породы как продуктивной (базальты и монцонит-эссекситы), так и девонской толщи (порфиристы, диабазы, мелафиры). Поэтому литературная идентификация очень затруднительна, но несомненно, что большинство плагиоклазовых порфиритов, описанных Толмачевым (13, 611—614), особенно их группа, связанная с девонскими отложениями рр. Терси, В. Терси и Бельсы (13, 614), идентичны описываемым нами породам.

Порфиристы представлены миндалекаменными, с резко проявляющейся порфировой структурой и очень варьирующими по окраске породами. Основным тоном является серочерный с слабым зеленоватым оттенком. Иногда породы принимают светло-серую окраску и в этом случае оказываются почти нацело замещенными кальцитом (№ 110). Порою сравнительно ясно проявляется слабый зеленоватый оттенок (№ 111), придающий породе некоторое сходство с диабазами. Как в первом, так и во втором случае изменения в окраске совпадают с наличием в жилах дисъюнктивного типа нарушений, вероятнее всего одновременных мелким взбросам и надвигам в продуктивной толще Кузбасса (20, 98—99 и 112).

Минералогический состав очень простой. Порфиновые выделения представлены в большинстве случаев только плагиоклазами, колеблющимися по размерам зерен обычно от 3 мм. до 4 мм.. Самая мелкозернистая разновидность (№ 109) обладает фенокристаллами, изменяющимися по величине от 0,43 мм. до 1,02 мм.. Основная масса пилотакситовой структуры состоит преимущественно из тонких лейст плагиоклаза, магнетита, кварца, кальцита и хлорита. Величина зерна плагиоклазов в основной массе колеблется от 0,08 мм. до 0,03 мм.

Плагиоклаз порфиристых выделений колеблется в своем составе от 41 до 51 номера (табл. XII), так что, принимая во внимание его состав, наши породы можно было бы смело назвать лабрадоровыми порфиристами. Всегда резкоzonарные кристаллы часто серицитизированы и носят следы деформаций, проявляющихся в искривлении двойникового шва или раздроблении кристалла (рис. 46 и 47).

Т а б л и ц а XII.

№ образ-ца.	BNg.	BNm.	BNp.	2V.	Плоск. срастания.	№ плаг-за.	Закон двойника.	Особенности кристалла и породы.
109	68°	46°	52°	+ 80°	(010)	42	[001]	Зонарный кристалл. Фельзитовый порфирит. Дейка мощностью 2,25 метр. Кварц распространен.
"	26°	—	—	—	—	43	Плоск. срастания по (010)	
110	30°	63°	79°	+ 78°	(010)	48	⊥ (010)	Кристаллы зонарные. Плагиоклазовый порфирит ¹⁾ Дейка мощностью 1 метр. Кварц распространен.
"	65°	52°	49°	+ 80° + 75°	(010)	46	[001]	
"	63,5°	49°	47°	+ 76°	(010)	48	[001]	
111	63°	58°	43,5°	+ 80°	(010)	51	[001]	Лабрадоровый порфирит с очень небольшим колич. кварца.
112	32°	60°	79°	+ 80°	(010)	50	⊥ (010)	Лабрадоровый порфирит. Кварц отсутствует.
113	71,5°	20,5°	83°	90°	(010)	37	⊥ [100] (010)	Кварцевый порфирит. Кварца очень много.
"	71°	20°	83°	90°	(010)	37	"	

¹⁾ Переходная форма от фельзитового к лабрадоровому порфиристу.

Магнетит необыкновенно обильно проявляется в этих породах и занимает по количеству после плагиоклаза второе место. В связи с изменением состава породы количество магнетита не изменяется.

Кварц обычно в небольшом количестве в ксеноморфных зернах часто с облачным погасанием. Иногда без облачного погасания; возможно — в таких случаях вторичный. Заметно уменьшение его в связи с повышением основности плагиоклаза, часто до полного исчезновения (№ 112).

Хлорит в колеблющемся количестве. Образуется, вероятно, за счет первичного темноцветного компонента. В некоторых штуфах почти отсутствует, в других случаях составляет значительную часть основной массы породы.

Кальцит очень распространен. Заполняет миндалины, отлагается по трещинам и в некоторых случаях почти нацело замещает породу.

Таким образом группа описанных пород дает целую гамму переходов от фельзитовых к лабрадоровым порфирирам. Но этим дело не ограничивается. В телах описанных пород залегают в виде жилкообразных масс более кислые образования, которые могут быть смело названы кварцевыми порфирирами. Эти породы вероятнее всего представляют естественный переход к альбитифирам от порфиритов, с каковыми эти последние всегда ассоциируют.

Кварцевый порфирит (№ 113) представляет породу с резко выраженной порфировой структурой. В качестве порфировых выделений наблюдается только красный олигоклаз (табл. XII) в длинных (от 5 мм. до 1,50 мм.) призматически вытянутых кристаллах. Основная масса плотная красноватобуроватой окраски с слабым зеленоватым оттенком и состоит из звездчато-расположенных лейст плагиоклаза (рис. 48), промежутки между которыми забиты рудой и светлым полевошпатово-кварцевым агрегатом в сопровождении кальцита, эпидота, серицита (очень немного) и хлорита, образовавшихся вероятнее всего за счет первичного темноцветного компонента. Кое-где и в сравнительно большом количестве проявляется апатит. Большой особенностью данной породы является обилие магнетита, тонкой сыпью пронизывающего плагиоклазы, красная окраска которых обусловлена переходом этого минерала, в связи с диагенетическими процессами, в охристогоглинистую пыль, заметную под микроскопом.

К этой же группе пород следует отнести довольно разбитые, по внешнему виду очень похожие на описанные лабрадоровые порфириды, породы, выходящие из под конгломератов недалеко от Симоновой заимки, вблизи деревни Калашниковой. Эти резко порфировые образования содержат большое количество серовато-зеленых фенокристаллов плагиоклаза, погруженных в серовато-черную слабозеленоватую основную массу. Кое где на поверхностях неправильной отдельности можно наблюдать грязно-зеленоватые пятна серпентинового вещества, придающего породе диабазовый облик.

Под микроскопом оказывается, что кроме плагиоклаза в порфировых выделениях довольно серьезное участие принимает буроплеохроичный, похожий на иллингсит, минерал, образующий псевдоморфозы по какому-то темноцветному компоненту. Основная масса тонкозернистая, гиллидоморфной структуры и состоит из плагиоклаза, магнетита и большого количества бурого биотитоподобного с расплывчатыми контурами иллингсита.

Плагиоклаз порфировых выделений достигает 3,10 мм., сериален и сильно разбит неправильными трещинами. На его неровной и неправильной поверхности нигде не видно каолинового налета. Лишь кое-где в небольшом количестве заметны серицит и кальцит. Многочисленные трещины заполнены все тем же бурым, способным к миграции иллингситом. Поверхность минерала при погасании крайне неправильная и напоминает грубую пертитизацию, что обуславливает большие затруднения и неточность измерений на Федоровском столике. Неоднократные измерения дали в среднем следующие результаты:

$BNg = 74^\circ$; $BNm = 18^\circ$; $BNp = 82^\circ$; $2V = -88^\circ$. Плоскость срастания— (010) , По $\frac{1}{(010)} \frac{[100]}{(010)}$ ый оси дает № 36 на кривой по сложному двойниковому закону $\frac{1}{(010)} \frac{[100]}{(010)}$. Возможно, что часть кальция потеряна плагиоклазом в процессе изменения породы.

Описанную породу следует назвать навитом (51, 1100), поскольку кроме плагиоклаза в составе ее существенную роль играет вторичный иддингситоподобный минерал, какой обычно считается заместителем оливина и на котором мы считаем необходимым несколько остановиться. В принципе этот биотитообразный минерал мало отличается от иддингсита монцонит-эссекситов, где он чаще заменяет пироксен. Вся разница состоит в том, что в данном случае окраска его несколько светлее, чем в тех породах, и не наблюдается столь большого количества бурых железистых хлопьев, забивающих материал и маскирующих его слюдообразную спайность и высокое двупреломление. Условившись называть этот минерал иддингситом, мы считаем необходимым еще раз указать, что нет совершенно никаких оснований монополизировать за оливином право замещаться иддингситом. Надо полагать, что этот минерал может с одинаковым успехом давать псевдоморфозы как по оливину, так и по пироксену. В наших породах мы ни в одном случае не наблюдали свежего не измененного оливина. Самый состав породы—комбинация сравнительно кислого плагиоклаза с оливином без какого-либо другого темно-цветного компонента является бесспорно необычным для эффузивных пород. Достаточно взглянуть на схему эффузивных пород, предложенную проф. М. А. Усовым (36), чтобы убедиться, что пород такого типа, за исключением навита, пока не встречено. Нам кажется и сам навит, поскольку в нем, судя по Розенбушу (51, 1100), имеется на лицо только иддингсит, не может с полным правом претендовать на содержание оливина, и вероятнее считать, что в породах нашего типа иддингсит чаще всего замещает пироксен. По определению Розенбуша (50, 159) этот минерал¹⁾ по химическому составу близко подходит к серпентину, отличаясь от него меньшим содержанием воды и присутствием железа. Иддингсит полагает, что иддингсит есть разновидность серпентина, возможно антигорита (38, 366), субмикроскопически пластинчато-перемежающегося с гематитом.

Поскольку пироксен часто переходит в серпентин, можно считать для данного случая очень вероятным образование псевдоморфоз иддингсита по пироксену. Что же касается условий, в которых могут происходить эти изменения, то нужно предполагать, что образование иддингсита совершается в гидротермальную фазу формирования породы, в то время как серпентин²⁾ чаще является минералом диагенезиса и зелено-каменного преобразования.

3. Мелафиры.

Под этим названием мною выделены сравнительно свежие основные породы, встречающиеся совместно с порфиритами в девонской толще Симоновской заимки (20, 111). Обычно это черные с плитковой отдельностью и резко выраженной порфировой структурой породы. Порфировые выделения представлены блестящими, почти черными кристаллами плагиоклаза и небольшим количеством пироксена. Основная масса состоит из коротко столбчатых, длиною до 0,1 мм. призмочек плагиоклаза, погруженных в тонкозернистую смесь магнетита и хлоритсерпентина, возможно—образовавшегося за счет первичного стекловатого базиса. Наблюдаются резко отграниченные от остальной массы

¹⁾ Fe, Ca, Mg, Na содержащий силикат. В некоторых случаях присутствует K и даже Al, но отсутствует Ca (50, 159).

²⁾ Иддингсит сам переходит в серпентин (50, 159).

породы отдельные участки офитовой структуры, и тогда величина призм плагиоклаза достигает 0,40 мм. В этом случае порфиновые выделения исчезают. В качестве вторичных минералов наблюдаются илдингсит, серпентин и кальцит.

Плагиоклаз зонарный с многочисленными включениями магнетита, часто густо располагающимися по отдельным зонам кристалла. Вероятно, черная окраска полевого шпата находится в прямой зависимости от количества включений этого минерала. Изменений в серицит не наблюдается, и поверхность кристаллов плагиоклаза совершенно чистая, лишенная глинистого налета. Интересно отметить несколько оригинальное строение одного зонарного кристалла (рис. 53). Центральная часть призмы состоит из двух прихотливо срастающихся индивидов а и б, самостоятельно оптически ориентированных, но различных по составу и не состоящих в двойниковом срастании (табл. XIII). Измерение $2v$ ¹⁾ указывает для а— 87° и для б— $+81^\circ$. Согласно определений плагиоклазов этой породы, можно считать для а плагиоклаз № 77 и для б—№ 61. Вероятнее всего, что в данном случае мы имеем дело с неполной диффузией вещества а и б в момент кристаллизации. В некоторых случаях, особенно вблизи участков офитовой структуры, порфиновые выделения плагиоклаза претерпевают замещение порою нацело илдингситом или хлоритсерпентином. Иногда центральная часть таких псевдоморфоз содержит низкополяризующие агрегаты с грубыми полисинтетическими двойниками—возможно—цеолитов²⁾.

Т а б л и ц а XIII.

№ образ-ца.	BNg.	BNm.	BNp.	2V.	Пл. сраст.	№ плэг.	Двойниковый закон и особенности кристалла.
114	38°	60°	70°	$+81^\circ$ $+81^\circ$	(010)	61	⊥ (010) часть б зонарного кристалла (Рис. № 52).
»	54°	87°	36°	-86°	(010)	77	[001]. В i—ii. Резкозонарный тройник.
»	68°	28°	73°	-84°	(010)	80	⊥ [001] В i—iii (010)
»	43°	60°	60°	-85°	(010)	77	⊥ (010). В ii—iii.
»	58°	74°	37°	$+80^\circ$	(010)	63	Очень небольшой, близкий к основной массе кристалл.
116	45°	62°	57°	-80° -80°	(010)	80	⊥ (010) Внутренняя часть резкозонарного кристалла.
»	56°	$86,5^\circ$	$34,5^\circ$	—	(010)	75	[001]. Внешняя часть небольшого кристалла.
»	$54,5^\circ$	88°	$35,5^\circ$	—	(010)	78	[001]. Внутренняя часть предыдущего кристалла.
»	$58,5^\circ$	79°	34°	$+88^\circ$ $+87^\circ$	(010)	67	[001]. Плагиоклаз участка офитовой структуры.

Пироксен в крупных редких таблицах с частою тонкою диалягоновидной отдельностью, серый, без плеохроизма. $2v = +60^\circ$; $CNg = 39^\circ$. В основной массе почти весь замещен зеленовато-бурым серпентинхлоритовым веществом.

1) В обоих случаях наблюдались выходы обеих оптических осей.

2) См. явление аутометасоматизма в мондонит-эссекситах.

Очень большую роль в породе играет вторичный, плеохроичный в бурых тонах, с слюдяноподобной спайностью и прямым по ней погасанием минерал—иддингсит. В некоторых случаях он очень хорошо выдерживает описанные свойства, но иногда заметно переходит в серпентин—хлорит. В этом случае в окраске начинает преобладать характерное для серпентина волнистое строение. Любопытно, что этот процесс резко проявляется в несколько разбитой породе (№ 116). Надо думать, что в данном случае мы имеем дело с процессом диагенезиса породы. Илдингсит редко замечается в основной массе породы, где преобладает хлоритосерпентиновое вещество. Обыкновенно он заполняет трещины в полевых шпатах, иногда замешает их целиком, но, видимо, чаще всего образует псевдоморфозы по первичному темноцветному компоненту породы, может быть даже и олигину¹⁾. Иногда можно наблюдать замещение илдингсита и серпентина кальцитом (рис. 54), вероятно—в процессе позднейших диагенетических изменений породы.

По своей свежести породы резко отличаются от описанных порфиров, совместно с которыми они встречаются. Не походят они и на трахибазальты Салтымаковского хребта и Караканских гор. В данном случае мы имеем дело с диагенетизированными породами, видимо, с меньшим содержанием щелочей, судя по более основному плагиоклазу и магнетиту, заменяющему здесь ильменит щелочных базальтов. Весьма возможно, что мелафиры представляют лишь наиболее хорошо сохранившиеся основные разности описанных порфиров²⁾.

4. Диабазы.

Эти породы слагают лакколитообразное тело (20,122) в правом берегу р. Томи, несколько выше деревни Убиенной—на половине пути между ней и селом Пачинским. Возможно, что лакколит, обнаруженный Венюковым на левом берегу р. Томи, в 1—2 километрах к юго-востоку от деревни Митрофановой, составляет с нашим одно и то же тело. Согласно описания Венюкова, его лакколит пронизан жилой кварцевого порфирита и вытянут с NO на SW, так что простирание его длинной оси как раз соответствует течению реки³⁾ от нашего обнажения до дер. Митрофановой (7, 54—55). Сходство довершается близким минералогическим составом и жилой альбитофира, залегающей вблизи нашего тела (20,123).

Диабазы представляют сероватозеленые массивные породы изменяющиеся по структуре. Порода, взятая в 10 метрах от контакта, обладает слабой порфировой структурой. Минерал порфировых выделений не сохранился; на месте его мы имеем агрегаты вторичных образований, главным образом, серпентита. Вероятнее всего, что это был плагиоклаз. Основная масса обладает остаточной первичноофитовой структурой и состоит из серпентина и серицита, в войлоке которых заметны обрывки призм плагиоклаза длиной до 0,58 мм. Более массивные участки этой породы, находящиеся дальше от контакта тела, указывают переходную структуру от гипидноморфной к габброидной и изменяются по величине зерна от 0,5 мм. до 2,5 мм. Главными компонентами являются плагиоклаз и авгит, к которым в большом количестве примешиваются вторичные минералы: серпентин, титанит, цоизит, кальцит и немного серицита.

¹⁾ Часто встречаются таблицы илдингсита с прямолинейными ограничениями, очень похожие на шестиугольные таблицы олигвина.

²⁾ Толмачевым описаны (13, 592—594) очень похожие на наши мелафиры авгитовые порфиры с р. Н. Терси, в включениях которых были найдены верхнедевонские окаменелости.

³⁾ См. карту к статье Державина (6).

Плагиоклаз в участках габброидной структуры не обладает прямолинейными ограничениями и тесно сростается с пироксеном. В менее крупнозернистых разностях он проявляется в виде короткостолбчатых призм, вступающих в тело ксеноморфного пироксена, и, таким образом, являет пример пойкилофитовой структуры (рис. 49). Обычно плагиоклаз—сильно разбитый, что значительно затрудняет его определение. Замерено небольшое довольно хорошо сохранившееся зерно: $BNg = 77^\circ$, $BNm = 13^\circ$, $BNp = 89^\circ$. Плоскость сростания (010); № 30 по $\frac{\perp [100]^1}{(010)}$. Минерал чаще переходит в цоизит. Серицит наблюдается очень редко.

Пироксен—обычный слабо фиолетовый авгит с заметной диаалагоновой отдельностью. В крупнозернистых разностях обладает прямолинейными ограничениями, порою очень хорошо выраженными. Часто переходит в серпентин (рис. 50 и 51). Серпентин очень своеобразно проявляется в данных породах. В краевых фациях он один отождествляет собою все фемические компоненты породы и всегда сопровождается большим количеством титанита. В более крупнозернистых разностях центральных частей лакколита серпентина меньше, но зато появляется и авгит, часто явно в него переходящий. В таких случаях серпентин заполняет прямолинейно ограниченные характерные для пироксена участки (рис. 51), в центре которых всегда находится некоторое количество кристаллов титанита, отмечающих, таким образом, состав первичного минерала. Иногда, очевидно в последующие стадии изменения породы, серпентин замещается кальцитом, и мы имеем веретенообразные кристаллы сфена в агрегатах кальцита (рис. 52).

Порода, несомненно, очень близка по составу к более основным разностям порфириров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ.

Изверженные породы изученного района естественно разделяются на две группы: магматические породы продуктивной толщи Кузбасса и палеозойские эффузивы, связанные, главным образом, с девонскими отложениями.

В первом случае мы имеем дело с трахибазальтами и их гипабиссальными аналогами, монцонит-эссекситами, во втором—с разнообразным комплексом пород, состоящим из альбитофиров, порфириров, диабазов и мелафиров.

Монцонит-эссекситы представляют типичные гипабиссальные породы, сильно варьирующие по структуре и минералогическому составу. Изменение в составе обуславливается, главным образом, процессом кристаллизационной дифференциации и в меньшей степени процессом ассимиляции боковых пород. Последний процесс чувствуется лишь на протяжении 17 см. от непосредственного контакта при общей мощности тела в 60 метров.

Трахибазальты в коллекции представлены исключительно стекловатыми, часто миндалекаменными разностями. Судя по плагиоклазу, породы очень постоянны в своем химическом составе. Наблюдается лишь некоторая изменчивость в структуре и минералогическом составе в связи с большей или меньшей степенью кристаллизации. Наиболее стекловатые разности обладают гиалопидитовой структурой и небольшим количеством пироксена. В связи с уменьшением стекла отчетливее выступает порфировая структура и в основной массе увеличивается количество пироксена и ильменита. Структура основной массы в этих разностях изменяется от интерсертальной до переходной к офиитовой, но всегда с некоторым количеством стекла.

¹⁾ Вероятно, здесь мы имели дело с наиболее кислым и поэтому хорошо сохранившимся в породе плагиоклазом.

Как в монцонит-эссекситах, так и в базальтах очень часто встречаются пирит и пирротин, знаменующие собою последние конечные стадии формирования пород. К последним же моментам формирования пород следует отнести образование в монцонит-эссекситах бурого идиингсито-подобного минерала, образующего псевдоморфозы по пироксену и другим компонентам породы, а в трахибазальтах — тахилита. В обоих случаях вещество способно к миграции и заполняет трещины спайности, границы зон, а иногда замещает почти нацело плагиоклазы, за счет которых оно бесспорно не могло образоваться. Происхождение этого материала, надо полагать, связано с конечной гидротермальной (цеолитовой по Фогту) фазой кристаллизации породы.

Альбитофиры девона представлены или диагенетизированными породами, приближающимися к леннепорфирам и кв. лавпорфирам, или испытавшими зеленокаменное преобразование кварцевыми кератофирами¹⁾. В первом случае они встречаются в среднем и верхнем течении р. Томи, вне области влияния Томского шарьяжа (20, 119—129). во втором — приурочиваются к девонской толще, принимающей участие в этой мощной, дизъюнктивной и интенсивной пликативной дислокации. В имеющейся коллекции альбитофиры представлены, главным образом, кварцевыми разностями, но, судя по литературе, а также и по отдельным редким образцам, должны существовать их бескварцевые разновидности, составляющие переходные формы к порфиритам.

Порфириты слагают небольшие жилы в альбитофирах, а также покровы (навит дер. Калашниковой), перекрытые верхне-девонскими конгломератами. Породы очень изменчивы в составе и порою приближаются к альбитофирам в своих наиболее кислых разностях — кварцевых порфиритах. Последние обнаружены в виде жилообразных масс в телах порфиритов и, повидимому, представляют продукт кристаллизационной дифференциации последних. Наиболее основной разностью является навит. Породы сильно диагенетизированы и подверглись слабому зеленокаменному преобразованию, в связи с позднейшими передвижками, вызванными тангенциальным давлением со стороны Кузнецкого Алатау (20, 112). В области влияния Томского шарьяжа аналогами порфиритов являются диабазы, близкие по составу к наиболее основным навитовым разностям.

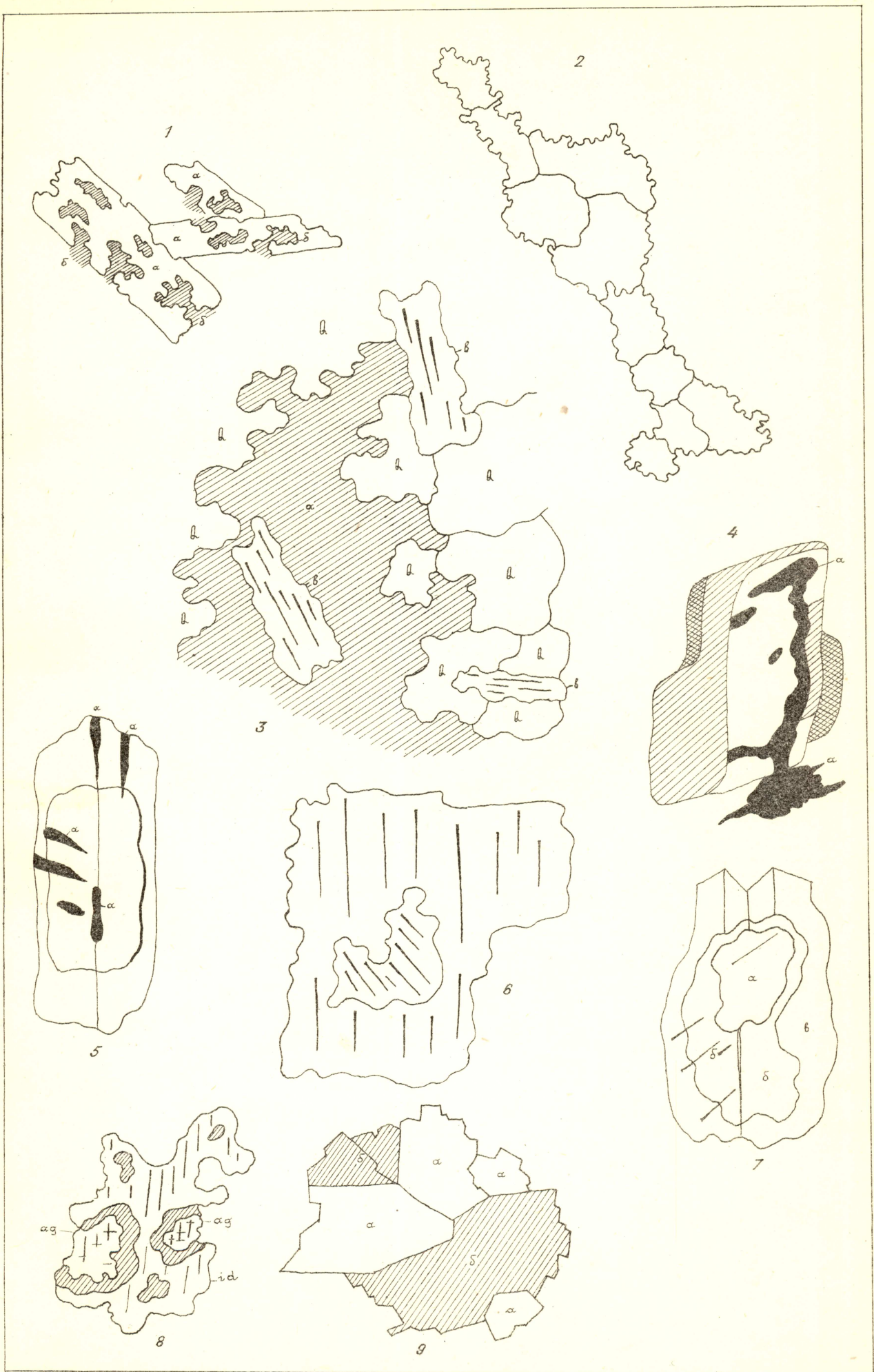
Несколько особняком от описанной группы эффузивов стоят мелафировые породы, проявляющиеся совместно с порфиритами в девоне Симоновой заимки. В сравнении с последними эти породы отличаются большей свежестью и более основным минералогическим составом. Полный диагенезис и отсутствие щелочных элементов не дают возможности идентифицировать их с трахибазальтами Караканских и Салтымаковских гор. Можно предполагать, что данные породы представляют наиболее хорошо сохранившиеся основные дериваты порфиритовой магмы.

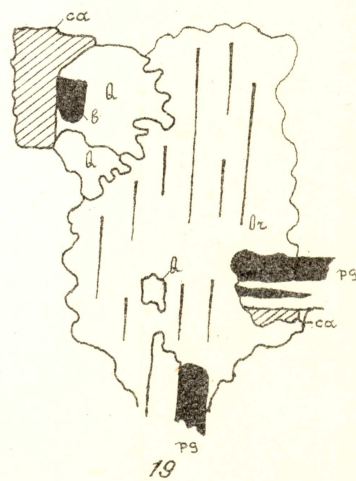
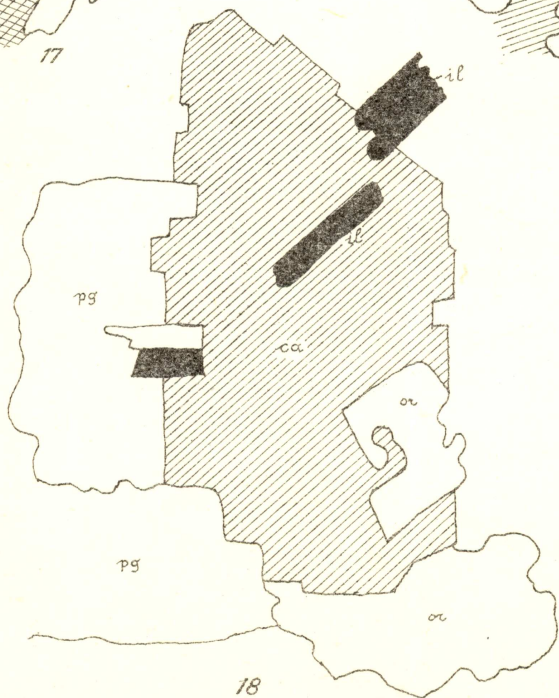
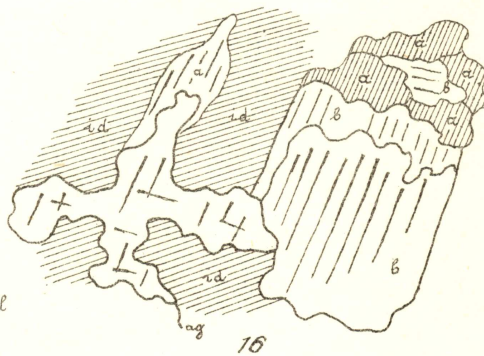
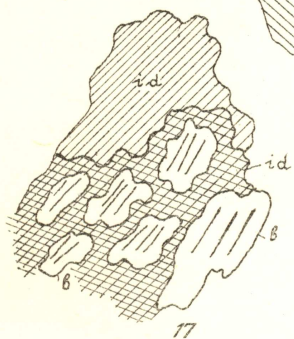
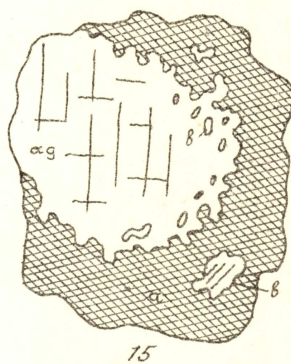
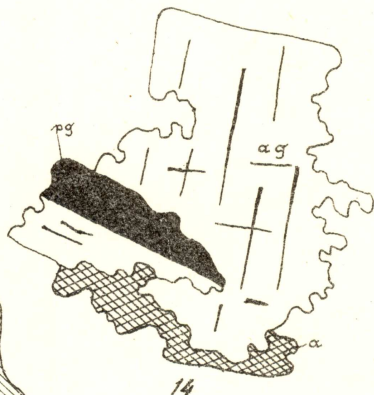
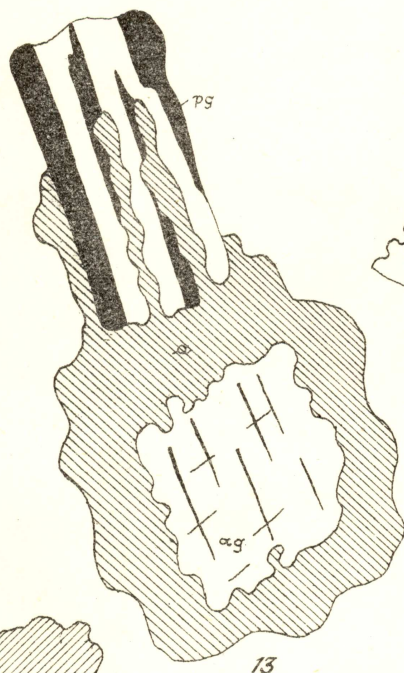
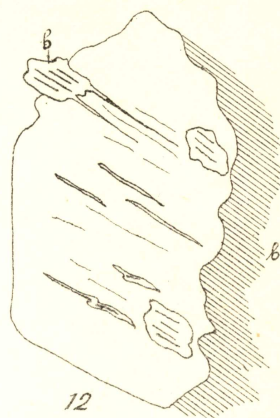
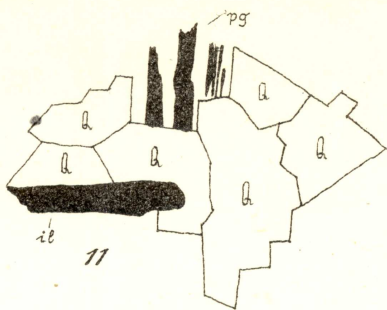
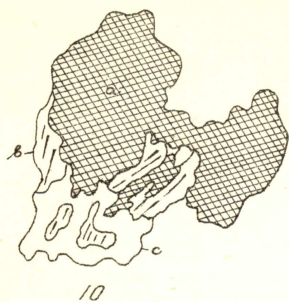
¹⁾ М. А. Усов. Фазы эффузивов. (36, 7—21).

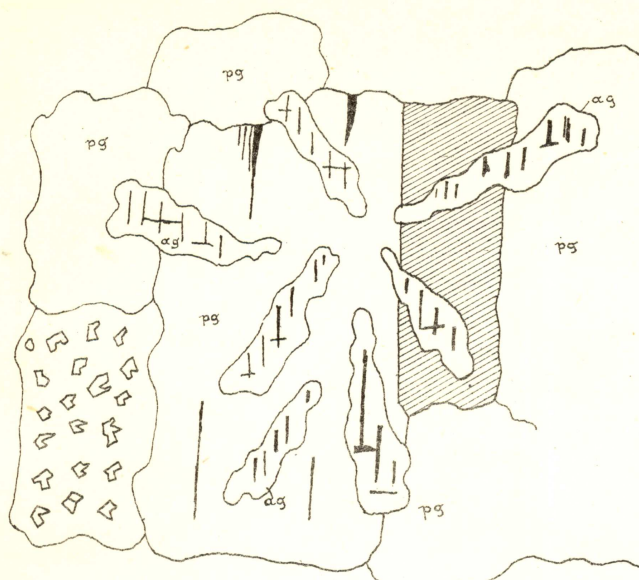
Список литературы.

1. Гернгросс 2-ой. Краткий геогностический обзор верхней поисковой дистанции, в Алтайских горах.—Горн. Журн., кн. V, 1835.
2. Шуровский, Г. Геологическое путешествие по Алтаю.—Москва, 1846.
3. Nesterowsky, N. Description géologique de la partie Nord—Est de la chaîne de Salair en Altai, gouvernement du Tomsk.—Annales de la Société Géologique de Belgique, II, 1875.
4. Богданов, Д. П. Геологический очерк юго-западной части Кузнецкого каменноугольного бассейна и прилегающих возвышенностей.—Зап. Мин. О-ва, XVIII, 1883.
5. Державин, А. Геологические наблюдения в бассейне реки Томи — Г. Ж. № 10, 1893.
6. Он-же. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1893 года, в Томской губернии.—Г. Ж., 1895.
7. Венюков, П. Геологическое описание юго-восточной четверти 14 листа VII ряда 10-верстной карты Томской губернии (лист Балахонка).—Тр. Геол. части б. Кабинета, III, 1896.
8. Державин, А. О Кузнецком угленосном бассейне.—Геологич. исслед. по линии Сиб. ж. д., I, 1896.
9. Нестеровский, Н. Геогностический очерк Кузнецкого угленосного бассейна.—Горн. Журн., 1896: III, 293—351; IV, 16—66 и 184—226.
10. Поленов, Б. К. Геологическое описание северо-восточной четверти 14 листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губернии (лист Кольчугино).—Тр. Геол. части б. Кабинета, II, 1897.
11. Иностранцев, А. Геологическое описание северо-западной четверти 14 листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губернии (лист Мосты).—Там-же; II, 1898.
12. Поленов, Б. К. Геологическое описание северо-западной четверти 15 листа VIII ряда и юго-западной четверти 15 листа VIII ряда 10-верстной карты Томской губернии (листы Борисовка и Березовка).—Там-же; III, 1901.
13. Толмачев, И. П. Геологическое описание восточной половины 15-го и юго-западной четверти 16-го листа VIII ряда десяти-верстной топографической карты Томской губернии.—Тр. Геол. части б. Кабинета; т. VII, 1909.
14. Янишевский, М. Предварительный отчет о студенческой экскурсии по р. Томи в 1909 году.—Изв. Томского Техн. Ин-та; 24, 1911.
15. Шнейль, Ф. Петрографическое исследование выходов диабазов в окрестностях города Томска.—Там-же; 37, 1915.
16. Янишевский, М. Глинистые сланцы, выступающие около г. Томска.—Тр. Геол. Ком. Вып. 107, 1915.
17. Бутов, П. И. и Яворский, В. И. Матерьялы для геологии Кузнецкого каменноугольного бассейна.—Мат. по общ. и прикл. геол.; вып. 48, 1922.
18. Яворский, В. И. Матерьялы для геологии Кузнецкого каменноугольного бассейна.—Мат. по общ. и прикл. геол.; вып. 59, 1923.
19. Бутов, П. И. Геологический очерк Кузнецкого бассейна.—Сборник „Кузнецкий бассейн“. Библиотека „Горного журнала“. Изд. „Кузбасстреста“. 1924.
20. Усов, М. А. Элементы тектоники Кузнецкого каменноугольного бассейна.—Там-же.
21. Баклунд, О. О. Базальт из Больше-земельской тундры.—Тр. Геол. Музея И. П. В. б. Имп. Акад. Наук.; т. IV, 1910.
22. Горностаев, Н. Н. О новых законах полевошпатовокварцевых прорастаний графитового типа.—Изв. Том. Техн. Ин-та, т. 46, 1924.
23. Еремина, Е. В. и Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. Матерьялы для петрографии Мугоджарских гор.—Тр. Имп. СПб. Общ. Ест., т. XXXIII, в. 5, 1905.
24. Лаврский, А. В. Плагноклазоавгитовые породы между Енисеем и Леной.—Тр. Общ. Ест. при Казанском ун-те; т. XXXIV, 1900.
25. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. О мелафире.—Изв. П. Полит. ин-та т. XX, 1913.
26. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. и Д. С. Бебякин. Петрографические таблицы.—Петроград, 1915.
27. Левинсон-Лессинг, Ф. Ю. О химическом составе петрографических провинций России.—Изв. Геол. к-та 1923; т. 42, № 2.

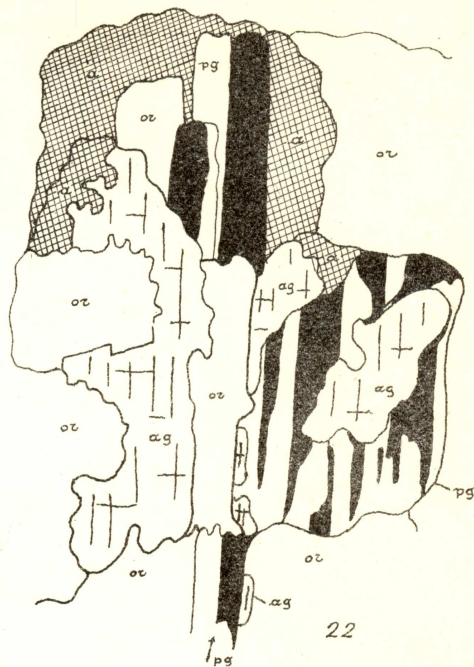
28. Он-же. Петрография.—Ленинград, 1925.
29. Мейстер, А. К. Матерьялы по петрографии Крыма.—Изв. Геол. К-та; т. 27, 1908.
30. Никитин, В. В. Универсальный метод Федорова.—Петроград., 1923.
31. Обручев, В. А. Орографический и геологический очерк юго-западного Забайкалья. Часть I.—Геол. исслед. и развед. раб. по линии Сиб. ж. д.; вып. 22, 1914.
32. Попов, Б. Новый метод исследования сферолитовых образований.—Тр. С. П. Общ. Ест., т. XXXIII, вып. 5, 1905.
33. Свитальский, Н. Монцониты в системе р. Ципикана.—Геол. исслед. в золот. обл. Сибири. Ленский золот. район.; вып. IX, 1913.
34. Усов, М. А. Пограничная Джунгария. Описание горных пород. Т. II, вып. 1.—Томск, Изв. Т. Т. И., 1911.
35. Он-же. Федоровский или универсально-оптический метод исследования породообразующих минералов в особенности полевых шпатов.—Изв. Т. Т. И.; т. 28, 1912.
36. Он-же. Фазы эффузивов.—Там-же; т. 46, 1924.
37. Он-же. Фации и фазы интрузивов.—Изв. Сиб. Отд. Геол. К-та; т. IV, вып. 3, 1925.
38. Яковлев, С. А. Некоторые данные по вопросу о влиянии удельного веса на дифференциацию магмы в Олонекских диабазах.—Тр. С. —П. Общ. Ест.; т. XXXIV, вып. 1., 1903.
39. Alling, H. L. The Mineralogy of The Feldspars, Part II.—The Journ. of Geol.; Vol. XXXI, № 4, 1923.
40. Bain, G. W. Amount of Assimilation by The Sudbury Norite Sheet.—The Journal of Geol., Vol. XXXIII, № 5, 1925.
41. Boeke, H. E.—Eitel, W. Grundlagen der physikalisch—chemischen Petrographie.—Berlin, 1923.
42. Bowen, N. L. The Reaction Principle in Petrogenesis.—The Journ. of Geol.; Vol. XXX, № 3; 1922.
43. Idem. The Amount of Assimilation by The Sudbury Norite Sheet.—The Journ. of Geol., Vol. XXXIII, № 8, 1925.
44. Colony, R. I. The Final Consolidation of Igneous Rocks.—The Journ. of Geol., Vol. XXXI, № 3, 1923.
45. Daly, R. Igneous Rocks and Their Origin.—New York, 1914.
46. U. Grubenmann und Niggli, P. Die Gesteinsmetamorphose.—Berlin, 1924.
47. Hintze, C. Handbuch der Mineralogie, II B.—Leipzig, 1897.
48. Iddings, J. P. Rock Minerals.—New York, 1906.
49. Phemister, T. C. A Criticism of the Application of the Theory of Assimilation to the Sudbury Sheet.—The Journ. of Geol., XXXIII, № 8, 1925.
50. Rosenbusch, H. Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Bd I₂—Stuttgart, 1905.
51. Idem. Mikroskopische Physiographie der Massigen Gesteine. II₂—Stgt., 1908.
52. Rosenbusch, H.—Osann. Elemente der Gesteinslehre.—Stgt. 1922.
53. Schwartz, C. M. A sulfide Diabase from Cook County Minnesota.—Econ. Geol., V. XX, 1925.
54. Vogt, J. H. L. The Physical Chemistry of The Crystallization and Magmatic Differentiation of Igneous Rocks—Journ. of Geol., XXX, № 8, 1922.
55. Wahl, W. Die Enstatitaugite.—T. M. und. P. M. und. D. M., XXVI, 1907.
56. Winchell, A. N. Studies in the Pyroxene Group.—The Amer. Journ. of Science; Vol. VI, № 36, 1923.
57. Idem. Studies in the Feldspar Group.—The Journ. of Geol., XXXIII, № 7, 1925.



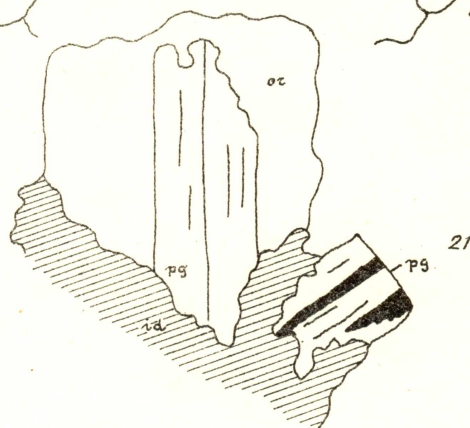




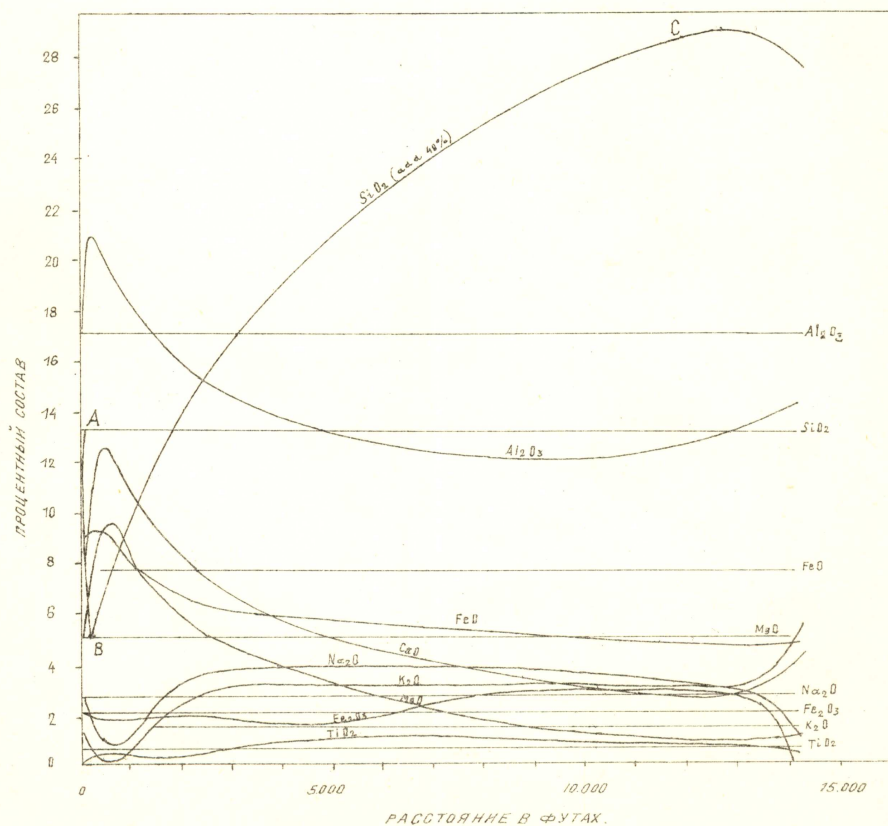
20



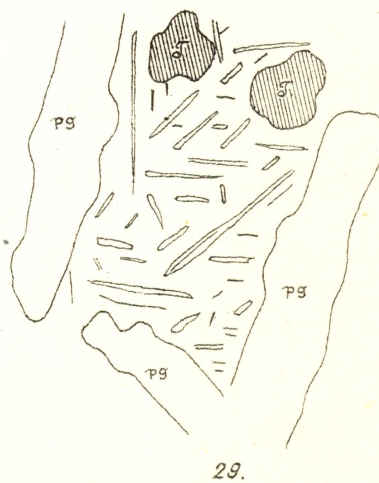
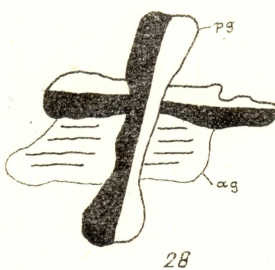
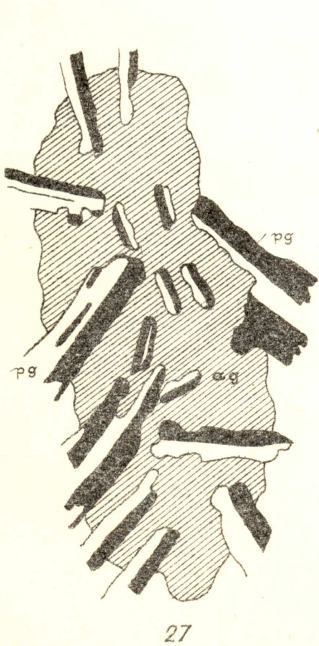
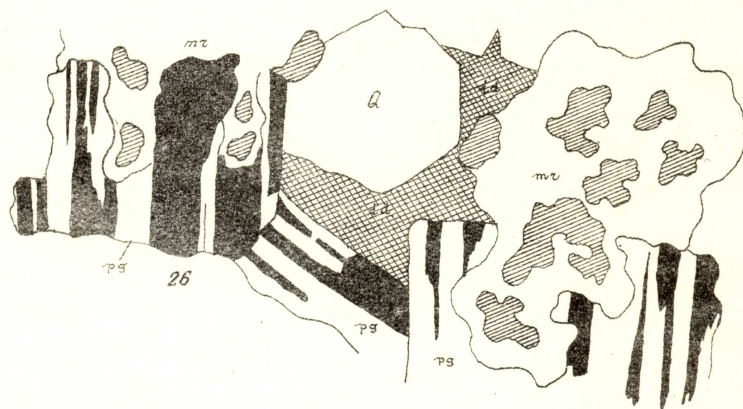
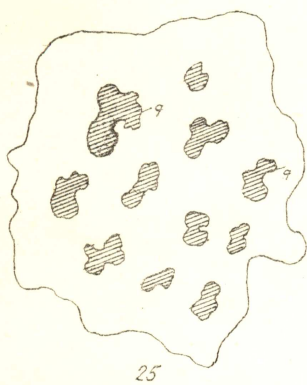
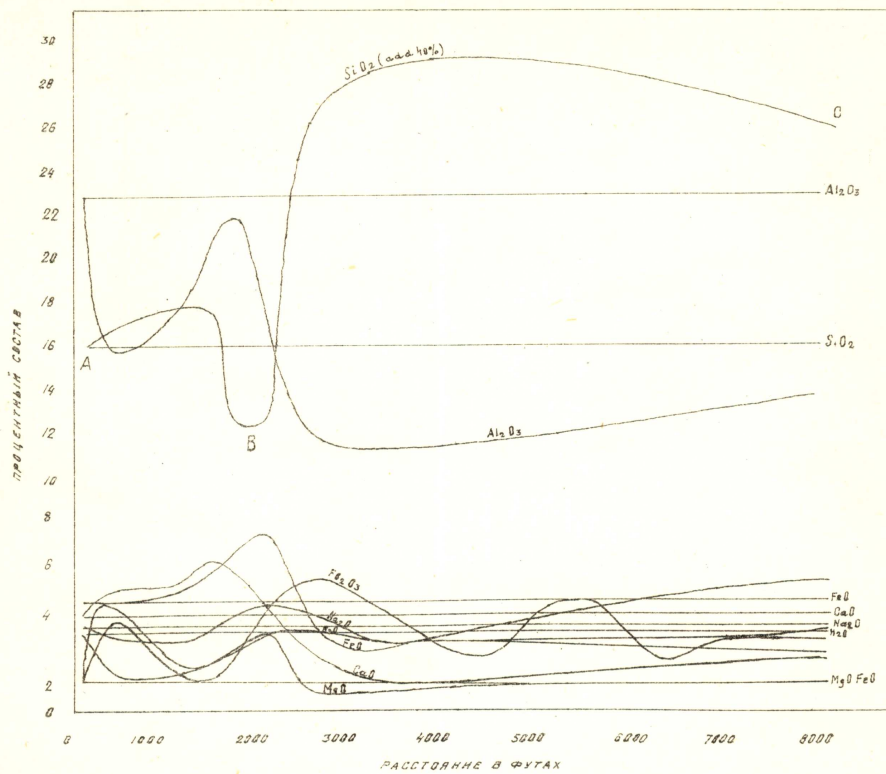
22

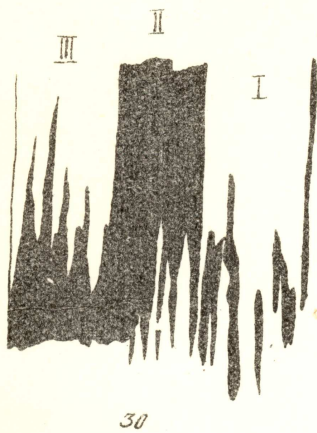


21

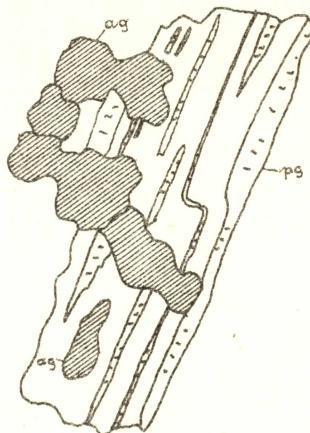


23

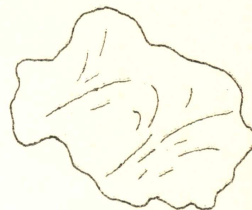




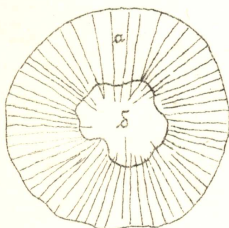
30



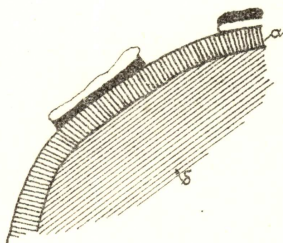
31



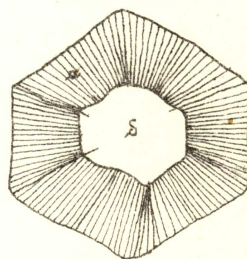
32



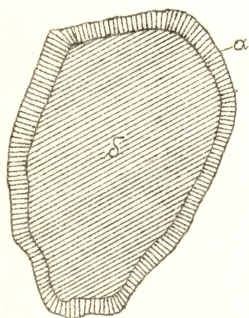
33



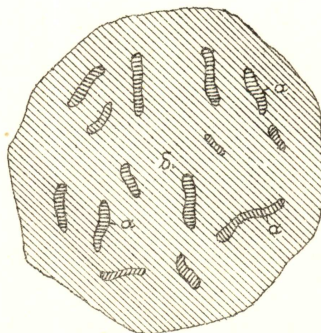
34



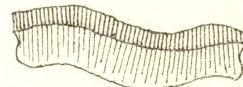
35



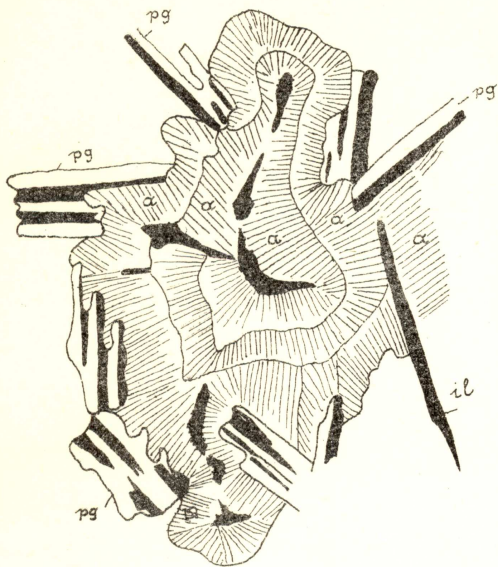
36



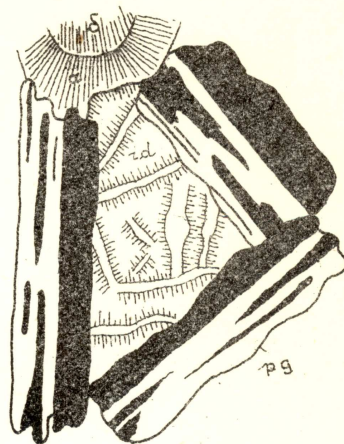
37



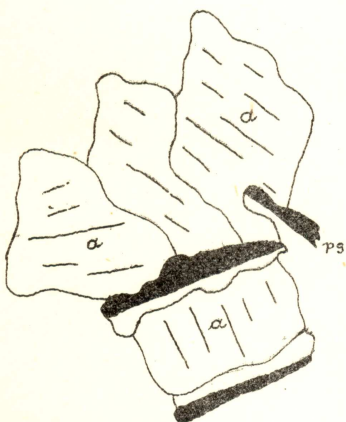
38



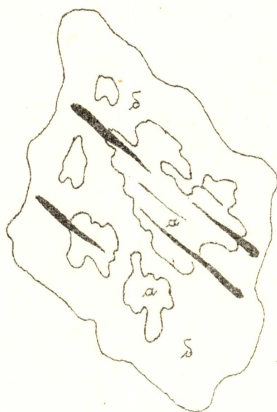
39



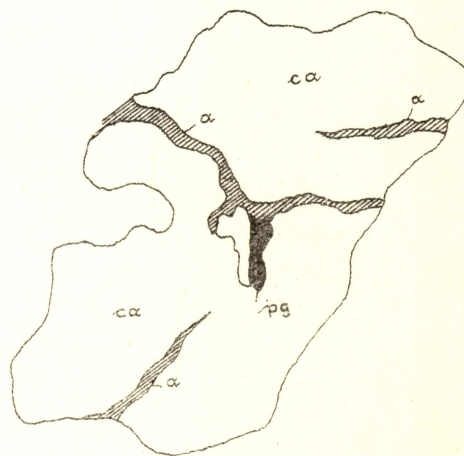
40



41



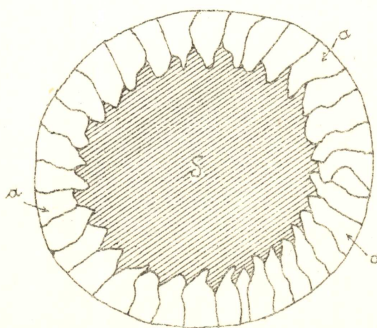
42



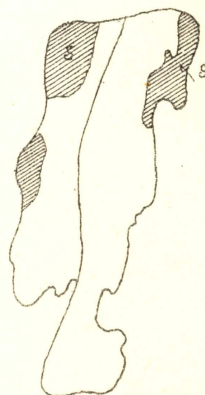
43



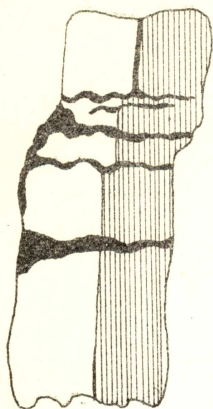
44



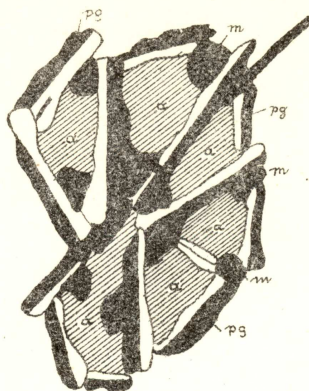
45



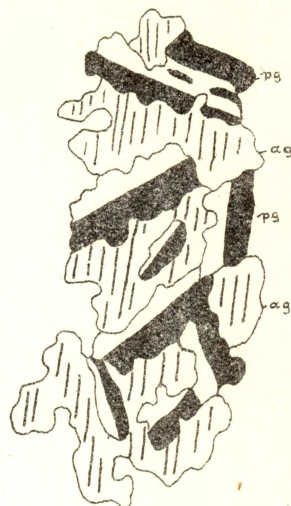
46



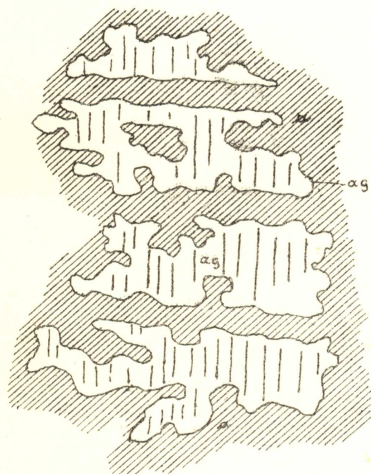
47



48



49



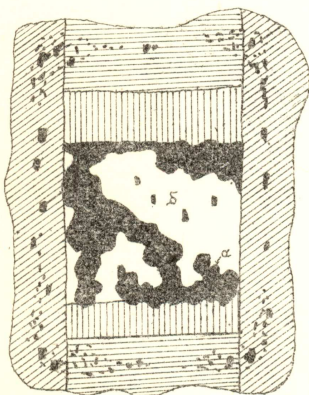
50



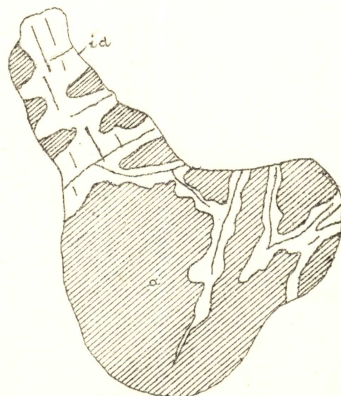
51



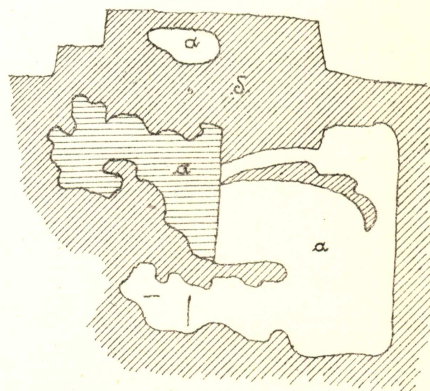
52



53



54



55

Объяснение рисунков.

1. Включения стекла в плагиоклазах а—плагиоклаз, б—стекло.
2. Характер агрегатов кварца в породе 39 б
3. Бухтообразный заливчик в агрегате кварца. Очень большое увеличение, а—стекло; б—биотит; Q—кварц.
- 4 и 5. Примеры отложения илдингсита в плагиоклазах. а—илдингсит. Однообразно заштрихованы одинаково оптически ориентированные участки плагиоклаза.
- 6 и 7. Примеры зон обрастания в пироксене.
8. Псевдоморфоза илдингсита по пироксену, id—илдингсит; ag—пироксен; заштрихованы густоокрашенные участки илдингсита.
9. Кварц и кальцит в миаролитовой пустоте, а—кварц, б—кальцит.
10. а—илдингсит, б—биотит, с—хлорит.
11. Q—кварц, il—ильменит, pg—плагиоклаз.
12. Проникновение кварца биотитом, б—биотит.
13. а—амфибол; ag—пироксен; pg—плагиоклаз.
14. а—амфибол; ag—пироксен; pg—плагиоклаз.
15. а—амфибол; б—биотит; ag—пироксен.
16. а—амфибол; б—биотит; ag—пироксен; id—илдингсит.
17. б—биотит; id—илдингсит.
18. Форма миаролитовой пустоты заполненной кальцитом. og—калиевонаatroвый полевой шпат; pg—плагиоклаз; il—ильменит; ca—кальцит.
19. Q—кварц; б—биотит; ca—кальцит; og—калиевонаatroвый полевой шпат; pg—плагиоклаз; ag—пироксен; mg—микронегматит.
21. Обрастание плагиоклаза калиевонаatroвым полевым шпатом, pg—плагиоклаз; og—калиевонаatroвый полевой шпат; id—агрегат илдингсита.
22. Структурные взаимоотношения полевых шпатов и пироболов, а—амфибол; ag—пироксен; pg—плагиоклаз; og—калиевонаatroвый полевой шпат.
- 23 и 24. Диаграммы Бэна, изображающие изменение в составе норитов Сёдбёри в связи с удалением от лежащего бока силла.
25. Мирмекитообразные вроски кварца в плагиоклазе q—кварц.
26. pg—плагиоклаз; mg—мирмекит. Кварц—Q и илдингсит id заполняют миаролитовую пустоту.
27. pg—плагиоклаз и ag—пироксен в пойкилофитовом сочетании.
28. pg—плагиоклаз; ag—пироксен.
29. T—тахилит; pg—плагиоклаз.
30. Тройник плагиоклаза. Римскими цифрами обозначена различно оптически ориентированные индивиды.
31. pg—плагиоклаз; ag—пироксен.
32. Микромиты в стекле щелочного базальта.
- 33, 34, 35 и 36. Агрегаты тахилита, а—внешняя радиальнолучистого строения оболочка; б—внутреннее ядро—однородная масса.
37. Обломки корочки а тахилита в массе состава б.
38. Строение внешней корочки тахилита.
39. а—тахилит; pg—плагиоклаз; il—ильменит.
40. id—илдингсит; а и б—внешняя оболочка и ядро тахилита; pg—плагиоклаз.
41. а—амфибол; pg—плагиоклаз.
42. а—наиболее свежие участки амфибола; б—илдингситоподобный материал.
43. а—стекло; pg—плагиоклаз; ca—кальцит.
44. а—тахилит; ca—кальцит.
45. e—кварц; б—хлорит.
- 46 и 47. Деформированные кристаллы плагиоклаза, s—серпентин.
48. pg—плагиоклаз, m—магнетит; а—кварцевополевошпатовый агрегат.
49. ag—пироксен; pg—плагиоклаз.
50. ag—пироксен; а—серпентин.
51. а—серпентин; t—титанит.
52. а—кальцит; б—титанит.
53. Зонарная призма плагиоклаза. Зонарность подчеркивается тонкой сызью магнетита. Одинаково оптически ориентированные индивиды однообразно заштрихованы.
54. а—кальцит; id—илдингсит.
55. а—щелочной полевой шпат; б—микронегматит.