

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ВУЛКАНОЛОГИИ

КИСЛЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Отдельный оттиск

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА» • СИБИРСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ
НОВОСИБИРСК • 1973

О. Н. ВОЛЫНЕЦ

О ВОЗНИКНОВЕНИИ КИСЛЫХ РАСПЛАВОВ В РЕЗУЛЬТАТЕ ПИРОМЕТАМОРФИЗМА

В геологической литературе широко распространилось мнение о «сквозькоровом» характере вулканизма и об отсутствии заметного взаимодействия магмы эффузивов с вмещающей средой (Горшков, 1960, 1963, 1967; Мархинин, 1967, и др.). При этом кислые расплавы рассматриваются либо как дифференциаты первичной базальтовой или первичной андезитовой магмы (Горшков, 1967; Грин, 1968, и др.), либо как прямые выплавки из вещества мантии (Malsumoto, 1965; Грин и Рингвуд, 1968).

Однако геологические наблюдения свидетельствуют, что кислые расплавы нередко могут возникать и другим путем — за счет термального воздействия основных магм на кислые магматические, метаморфические и осадочные породы. На подобные процессы в пределах земной коры указывают частично плавленые включения кислых полнокристаллических пород в эффузивах, а также частичное плавление вмещающих пород вокруг некоторых субвулканических образований. При этом в участках максимального плавления возникают породы, практически неотличимые от обычных кислых эффузивов. Такие явления описываются в любой сводной работе общего плана по петрографии магматических и метаморфических пород, как результат пирометаморфизма (Розенбуш, 1934; Лучицкий, 1949; Заварицкий и Соболев, 1961; Елисеев, 1963; Половинкина, 1966, и др.). Существует даже специальный термин для обозначения таких частично плавленных пород — бухит, правда, применяемый только для плавленных песчаников (Петрографический словарь, 1963).

Несмотря на обширные геологические данные по этому вопросу, в отечественной литературе, имеющийся материал не обобщен, что и послужило поводом для написания данного реферативного обзора.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ПЛАВЛЕННЫХ ПОРОД. МАСШТАБЫ ПЛАВЛЕНИЯ

Наиболее известны случаи плавления аркозовых песчаников и в меньшей степени пелитовых пород в экзоконтактных зонах долеритовых и диабазовых силлов, некков и даек (Young, 1920; Davidson, 1934; Poldervaart, 1946; Frankel, 1950; Уокер и Полдерваарт, 1950; Ackermann, Walker, 1960; Butter, 1961; Wilson, 1964; Жабин и Черепивская, 1964; Половинкина, 1966; Васильев, 1967, и др.) в областях широкого проявления траппового магматизма, особенно в Южной Африке. Почти столь же обычно частичное плавление осадочных, а также кислых интрузивных, метаморфических и пирокластических пород в связи с базальтами и андезито-базальтами субвулканической фации (Rinne, 1895; Thomas, 1922; Hawkes, 1929; Розенбуш, 1934; Knopf, 1938; Korting, 1954, 1955; Brousse, Rudel, 1964; Fialla Frantisek, 1965; Al-Rawi, Carmichael, 1967; Sigurdsson, 1968; Масуренков, Вольнец, 1969; Остапенко, 1969; Родионова, 1970, и др.). Более редки случаи плавления в контактах с ультраосновными породами (Wyllie, 1961 — плавление аркозов в экзоконтактах пикритового силла на Гебридах), щелочными базальтоидами (Fleet, 1908 — частичное плавление филлита на контакте с дайкой камптонита; Holmes, Harwood, 1932 — плавленные ксенолиты микроклинового гнейса в мелилитовых базальтах Уганды; Richarz, 1924 — плавленные включения гранита, песчаника и глинистого сланца в нефелиновом базальте, Северная Бавария) и породами нормального ряда, более кислыми, чем андезито-базальт (Brouwer, 1925 — плавленное включение гранита в бронзит-биотитовом даците; Larsen and Switzer, — 1939 — плавленное включение гранодиорита в андезите; Бузкова, 1969 — плавленные включения гранитов в андезитах Vогоуавленская, 1969 — плавленные включения гранитов в пемзах и игнимбритах дацитового состава).

Изложенные данные показывают, что наиболее часто плавление наблюдается, когда магмы основного состава контактируют с кислыми породами, что вполне естественно и связано с высокой температурой первых и относительной низкоплавкостью вторых.

Масштабы плавления далеко не всегда можно установить, анализируя реферируемые работы, так как во многих случаях описываются плавленные ксенолиты. Однако некоторые данные все же имеются. Так, Knopf (1938) отмечает наличие стекла

в гранодиоритах, вмещающих базальтовый некк диаметром около 50 футов, на расстоянии до 7 футов от контакта. По данным Батлера (Butler, 1961), частично плавленые аркозовые песчаники (бухиты) встречаются на расстоянии до 6 футов от контакта с долеритовым пекком (некк образует неправильное тело с максимальной длиной 145 футов при ширине в 85 футов). Askermann, Walker (1960) описывают вокруг силла долеритов мощностью в 50 футов зону бухитов, достигающую 20 футов. Наконец, Al-Rawi, Carmichael (1967), описавшие частичное плавление гранита 200-футовым некком андезито-базальтов, указывают, что первое появление стекла во вмещающих породах происходит на расстоянии примерно 35 футов от контакта с некком (рис. 1).

Таким образом, прямая зависимость между мощностью субвулканических образований и шириной зон частично плавленных пород не установлена. Более того, Б. С. М. Батлер (Butler, 1961), специально отмечает, что витрифицированные породы наблюдаются только в связи с самым небольшим по размерам некком среди аналогичных образований, развитых в изученном им районе. Он полагает, что плавление вмещающих пород обусловлено продолжительным прогревом их при длительном истечении магмы через некк, а сохранение стекла в бухитах связано с резким прекращением притока магмы и быстрым остыванием небольшого объема ее в пределах наблюдаемого некка. В случае же более крупных субвулканических тел остывание фикси-

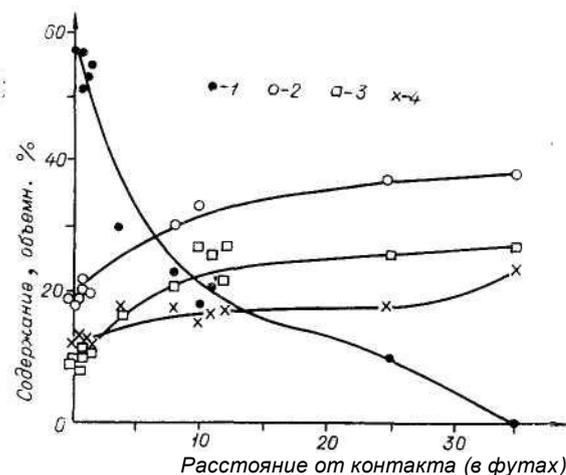


Рис. 1. Распределение стекла и породообразующих материалов в частично плавленых гранитах на контакте с 200-футовым некком андезито-базальтов (Сьерра-Невада, Калифорния, по Al-Rawi and Carmichael, 1967).

1 — стекло, 2 — калиевый полевой шпат, 3 — плаггиоклаз, 4 — кварц.

рованных размерами камер объемов расплавов, идет достаточно медленно, а следовательно, медленно остывают и контактовые бухиты, что приводит к полной раскристаллизации в них жидкой фазы.

Предполагая, что плавление в контактах некка было обусловлено длительным истечением большого объема магмы через этот канал, Б. С. М. Батлер исходил из практически полного отсутствия ксенолитов и ксенокристаллов вмещающих пород в долеритах некка. Однако, в ряде других известных случаев частичного плавления такие ксеногенные включения обычны (Al-Rawi, Carmichael, 1967; Кнопф, 1938). Более того, по данным Кнопфа (Кнопф, 1938), описавшего плавление гранодиоритов небольшим некком базальтов, среди последних не встречается разностей, хоть в незначительной мере не контаминированных, а преобладающие содержат такое большое количество ксенолитов и ксенокристаллов, что местами приобретают облик густопорфировых полевошпатовых андезитов. И если вслед за Б. С. М. Батлером заключить, что субвулканические тела, в связи с которыми известны случаи пирометаморфизма, завоевывали себе пространство скорее проплавлением, чем продавливанием, то весьма вероятно, что в случае, описанном Кнопфом, наблюдается как раз подобный фронт проплавления.

Говоря о мощности зон частичного плавления вокруг субвулканических тел, необходимо подчеркнуть, что наблюдаемые зоны витрификации образовались в условиях малых давлений на очень небольших глубинах, где расплавы, застывая, давали породы эффузивного облика с порфировой структурой и тонкокристаллической основной массой, нередко содержащей стекло.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАСТИЧНО ПЛАВЛЕННЫХ ПОРОД

Термальное воздействие субвулканических тел на вмещающие породы выражается прежде всего в изменении текстур пород. Песчаники (Розенбуш, 1934), а иногда и магматические породы (Кнопф, 1938), вмещающие некки и силлы, в ряде случаев приобретают столбчатую отдельность, хотя она может и не проявляться в вулканических образованиях. Аркозы становятся более темными, со стекловатым обликом и хрупким изломом, пелитовые сланцы — более плотными.

Даже за пределами зоны витрификации во вмещающих породах и центральных частях некоторых крупных ксенолитов, как следствие термального метаморфизма, происходит изменение оптических свойств, структур и строения минералов. Так, угол оптических осей калишпата и кислого плагиоклаза уменьшается, причем первый, независимо от начального состояния, переходит в санидин при приближении к контакту (Richardz, 1924; Al-Rawi, Carmichael, 1967; Butler, 1961). Подобное из-

менение оптических свойств полевых шпатов и переход их в менее упорядоченные состояния наблюдаются в ксенолитах вмещающих пород в субвулканических и гипабиссальных образованиях и в экзоконтактовых зонах их и в тех случаях, когда следов плавления не отмечается (Wright, 1967; Steiger, Hart, 1967; Индолев и Жданов, 1967).

Полевые шпаты и кварц становятся трещиноватыми, а некоторые крупные зерна их гранулируются. В ряде случаев отмечается перекристаллизация краевых частей зерен кварца в гранобластовый агрегат; при этом показатель преломления кварца понижается, а $2V$ возрастает (Вузкова, 1969). При соответствующей перекристаллизации калишпата образуются микрогранофировые, аксиолитовые и фельзосферитовые срастания его с кварцем. Плагноклаз, если он изначально был сосюритизирован, очищается от продуктов изменения и частично регенерируется (Вузкова, 1969). В аркозах при приближении к контакту с интрузивными породами границы зерен кварца и полевых шпатов становятся диффузионными (Butler, 1961).

Биотит сначала изменяет цвет до коричнево-красного, а затем быстро мутнеет за счет развития окислов железа. В зоне, предшествующей плавлению, он обычно целиком опацизируется либо распадается на тонкозернистый агрегат окислов железа, титана, ортопироксена и натрового плагноклаза (Al-Rawi, Carmichael, 1967; Butler, 1961). Мусковит желтеет, иногда в базальных пластинах его обнаруживаются сростки игольчатых кристаллов муллита (Butler, 1961). В пелитах на границе между пластинками слюды и зернами кварца возникают реакционные каймы калишпата. Роговая обманка замещается пылевидными окислами железа, размеры зерен которых растут при приближении к контакту. По акцессорному гранату развиваются окислы железа и тонкозернистый слюдистый материал; сфен также окружен каймами окислов железа.

Первые следы стекла в породах появляются на границах зерен кварца и калиевого полевого шпата (Knopf, 1938; Ackermann, Walker, 1960) или практически одновременно на границах зерен кварца—калишпата, кварца—плагноклаза, кварца—слюды (Butler, 1961; Al-Rawi, Carmichael, 1967). Некоторые авторы, изучавшие подобные частично плавленные породы в ксенолитах, полагают, что первое стекло образовалось за счет водных железисто-магнезиальных минералов (биотита и амфибола), а уж потом плавилась полевые шпаты и кварц (Sigurdsson, 1968). Однако выше (на основании материалов по разрезам контактово-метаморфизованных пород вокруг интрузий) было показано, что биотит и амфибол опацизируются еще до начала плавления в зоне, предшествующей ему.

Увеличиваясь, расплав пронизывает всю породу и фиксируется в виде жилок и залежей стекла. Наконец, в зоне максимального плавления количество стекла достигает 40—75%, и породы

приобретают вид настоящих эффузивов, вкрапленники в которых являются реликтовыми минералами материнских пород.

Характерной особенностью реликтовых полевых шпатов в этих зонах (равно как и ксенокристаллов их в вулканических породах) является широкое развитие ситовидных, губчатых, сотовидных структур и структур типа отпечатков пальцев (рис. 2). Такие структуры развиваются сначала в краевых зонах кристаллов, но постепенно захватывают их целиком. Появление их знаменует, по мнению большинства исследователей, начало плавления полевых шпатов и обусловлено предпочтительным плавлением вдоль плоскостей спайности кристаллов, трещинок в них, а в калишпатах, кроме того, вдоль пертитовых вростков минерала-хозяина (Richarz, 1924; Guppy, Hawkes, 1925; Tidmarsh, 1932; Holmes, Harwood, 1932; Davidson, 1935; Knopf, 1938; Larsen, Switzer, 1939; Reynolds, 1952; Wyllie, 1961; Butler, 1961; Al-Rawi, Carmichael, 1967; Бузкова, 1969, и др.). Кристаллы полевых шпатов приобретают при этом мозаичный облик и состоят из отдельных маленьких кристалликов, сохраняющихся тем не менее даже в участках максимального плавления как единое целое с единой оптической ориентировкой.

Наблюдающееся явление весьма сходно с плавлением плагиоклаза и оливина в метеоритах (Чирвинский, 1935; Григорьев

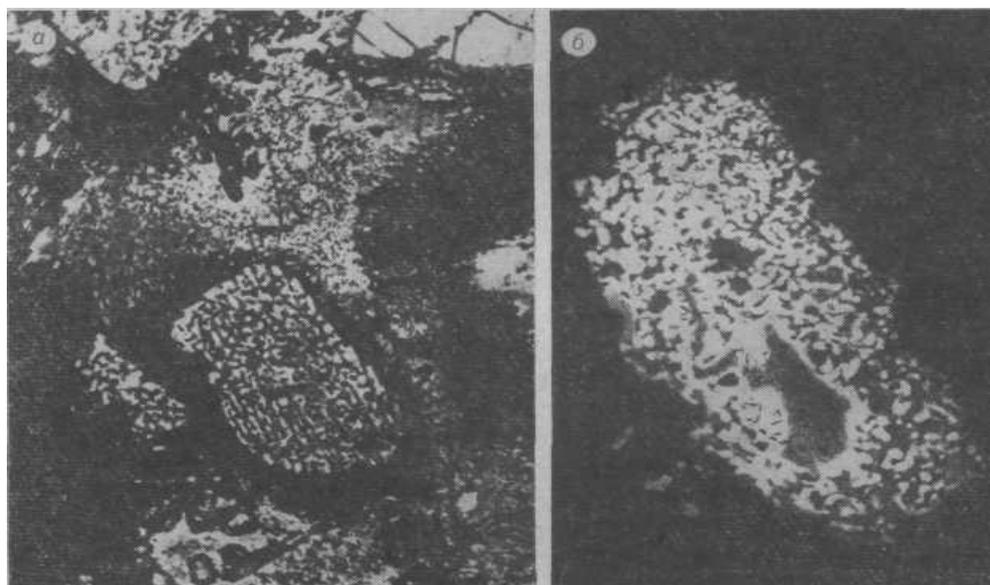


Рис. 2. Кристаллы плагиоклаза с губчатой структурой в породах, претерпевших частичное плавление:

а — из плавленного ксенолита тоналита в андезитовом некке (по Larsen and Switzer 1939, fig. 3);
б — из плавленного ксенолита гранита в андезите.

ев и Ясинская, 1967) и полевых шпатов во взрывных кратерах (Шорт, 1968; Bunch, 1938). Губчатые и ситовидные ядра плагиоклазов могут быть окружены топкими чистыми каймами новообразованного плагиоклаза.

Во все стадии плавления кварц остается чистым с резкими, но неправильными границами со стеклом и обычными бухтообразными заливами его. Трещиноват кварц заметнее, чем в материнской породе, и нередко жилки стекла проникают в зерна кварца, причем образуются отдельные изолированные островки с единым угасанием. В ряде случаев на границе зерен кварца со стеклом обнаруживаются каймы тридимита (Wilson, 1964; Wyllie, 1961; Butler, 1961; Knopf, 1938; Thomas, 1922), обычным является обрастание реликтовых зерен кварца бахромой мелких кристалликов клинопироксена (Larsen, Switzer, 1939; Ackermann, Walker, 1960; Butler, 1961, и др.) или ортопироксена (Al—Rawi, Carmichael, 1967; Knopf, 1938).

В участках максимального плавления циркон корродируется и округляется, шпинель окружается каймами кордиерита, последний иногда в смеси с пироксеном развивается также вокруг губчатых кристаллов граната (Ackermann, Walker, 1960).

В зонах интенсивного плавления калишпат в породах полностью исчезает нередко раньше плагиоклаза (Larsen, Switzer, 1939; Ackermann, Walker, 1960; Butler, 1961). Однако это не всегда так. Например, У. Эл-Раби и И. С. Е. Кармихаел (Al—Rawi, Carmichael, 1967) указывают, что по разрезу от неметаморфизованного гранита до зоны максимального плавления в контакте с нечком андезито-базальтов наблюдается прогрессивное и параллельное уменьшение содержания калишпата и плагиоклаза, указывающее на то, что оба полевых шпата растворяются в равной мере. В то же время кварц не переходит в расплав так же быстро, как полевые шпаты, и по сравнению с последними обогащает остаточную кристаллическую ассоциацию, что особенно хорошо заметно в непосредственном контакте с нечком (см. рис. 1). С другой стороны, в экспериментах Е. Х. Кранка и Р. В. Оджи (Krank, Oja, 1960) по частичному плавлению гранитов, наблюдалась более высокая по сравнению с полевыми шпатами скорость перехода в расплав кварца. Очевидно наиболее раннее исчезновение того или иного силикатного минерала в частично плавленной породе (т. е. более быстрый переход одного из минералов в расплав по сравнению с другими) обусловлено первичным составом ее и может быть предсказано, исходя из положения фигуративной точки состава породы в том или ином поле системы $Or—Ab—SiO_2—H_2O$.

Стекло плавленных пород черное или коричневое, чистое или мутное, полностью изотропное или частично девитрифицированное с показателем преломления 1,495—1,511. Характерна высокая пористость стекла и наличие в нем трещинок перлитовой отдельности. При девитрификации стекла образу-

ются фельзитовые, фельзосферитовые или сферолитовые агрегаты, представляющие собой тонкие сростания кварца и полевого шпата. Как правило, в стекле содержится новообразованная кристаллическая фаза, иногда достаточно крупная, чтобы ее можно было идентифицировать (микролиты), а иногда слишком мелкая, чтобы определить минеральный состав (скопулиты, глобулиты, маргариты, трихиты). Среди микролитов чаще всего отмечаются иголки гиперстена, призматические кристаллы клинопироксена, лейсты плагиоклаза (Rinne, 1895; Knopf, 1938; Larsen, Switzer, 1939; Butler, 1951; Бузукова, 1969, и др.), реже кордиерит (Thomas, 1922; Korting, 1954; 1955; Wyllie, 1959; Ackermann, Walker, 1960; Остапенко, 1969), секториальные двойники тридимита, еще реже в бухитах по глинистым сланцам шпинель, силлиманит, корунд (Thomas, 1922; Korting, 1954, 1955; Butler, 1961).

СОСТАВ СТЕКОЛ В ЧАСТИЧНО ПЛАВЛЕННЫХ ПОРОДАХ

Стекла частично плавленых пород являются типичными перлитами, содержащими до 4—6,5% H_2O^+ . Б. С. М. Батлер (Butler, 1961), изучая изменение показателя преломления стекла по отношению к общему содержанию воды в образце (согласно методике Rossand Smith, 1955), пришел к выводу, что большая часть воды, содержащейся в стекле, имеет вторичное происхождение, обусловлена поздней гидратацией его и не связана прямо с количеством водной составляющей в жидкой части бухита во время метаморфизма. Отсюда следует важный вывод, что содержание воды в стекле не может быть использовано для определения температуры и давления метаморфизма.

Химические составы стекол из частично плавленых осадочных пород и гранитов (табл. 1—3) близки между собой, а также сходны с составами природных остаточных стекол из некоторых андезитов (Elliott, 1956) и обсидианов (Carmichael, 1960). Пересчет анализов стекол и содержащих их частично плавленых пород на нормативные составы и нанесение их на треугольную диаграмму $Oz - Or - Ab$ (Tuttle, Bowen, 1958) показывают приближение составов стекол по сравнению с составами плавленых пород к котектическим составам при давлении от 500 до 2000 $кг/см^2$ (рис. 3). Однако лишь некоторые фигуративные точки составов стекол ложатся вблизи точек низкотемпературного тройного минимума при этих давлениях.

У. Эл-Рави и И. С. Е. Кармихэл (Al-Rawi, Carmichael, 1967) указывают, что расплавы, возникшие при частичном плавлении гранитов, больше обогащены ортоклазом, чем породы, за счет которых они образовались. Последнее подтверждается также данными Larsen and Switzer (1939), тогда как материалы других авторов (Ackermann, Walker, 1960; Butler, 1961) приво-

Т а б л и ц а 1

Химические составы пирометаморфических пород, стекол из них и исходных неметаморфизованных пород

Компо- ненты	I						II				III				IV			V
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	78,86	71,88	71,93	73,88	70,41	78,02	74,44	71,60	70,15	70,42	71,41	69,97	69,83	72,72	69,26	67,62	71,29	72,60
TiO ₂	0,16	0,44	0,40	0,31	0,22	0,21	0,35	0,32	0,75	0,28	0,31	0,32	0,26	0,17	0,53	0,77	0,29	0,20
Al ₂ O ₃	10,43	12,00	12,02	11,64	14,14	9,86	11,71	12,14	13,24	12,54	14,43	14,48	13,36	12,34	14,22	14,22	12,69	13,1
Fe ₂ O ₃	0,88	1,19	1,12	0,90	0,70	0,63	1,11	0,79	1,90	0,89	0,97	1,23	0,88	0,85	1,23	2,25	1,22	0,90
FeO	0,29	1,87	0,86	1,29	1,37	0,43	0,85	0,80	1,43	0,67	1,01	0,82	0,70	0,24	2,94	1,92	0,69	0,5
MnO	0,01	0,03	0,03	0,04	п/о	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	—	—
MgO	0,10	0,10	0,06	0,11	0,27	0,10	0,75	0,62	1,08	0,52	0,55	0,55	0,43	0,12	1,54	1,78	0,41	0,10
CaO	1,28	1,84	1,00	1,50	0,53	1,44	1,98	0,79	2,58	0,96	1,66	1,92	0,60	0,38	3,52	3,34	0,77	1,1
Na ₂ O	1,15	3,50	4,00	3,75	4,00	2,75	2,97	3,68	2,88	3,29	3,39	3,27	2,95	2,68	3,59	7,92	4,19	3,8
K ₂ O	5,70	2,20	3,40	1,85	2,56	3,20	1,85	2,97	2,25	3,00	4,68	4,42	6,42	5,72	2,34	1,69	3,54	2,30
P ₂ O ₅	0,11	0,23	0,21	0,16	0,12	0,13	сл.	сл.	0,05	0,04	0,09	0,08	0,06	0,04	0,03	0,08	—	0,20
H ₂ O ⁺	0,59	4,00	5,00	4,26	5,04	2,97	3,86	6,07	3,03	6,43	1,68	3,00	4,06	4,46	0,42	2,11	4,57	5,40
H ₂ O ⁻	0,23	0,25	0,35	0,29	0,22	0,33	0,48	0,36	0,84	0,77	0,12	0,16	0,07	0,12				
Σ	99,79	99,68	100,38	99,98	99,59	100,09	100,43	100,16	100,21	100,44	100,36	99,97	99,68	99,82	99,57	99,73	99,66	99,70

Химические составы пирометаморфических пород, стекол из них
и исходных неметаморфизованных пород в пересчете на безводный остаток

Компо- ненты	I						II				III				IV			V
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO ₂	79,7	75,3	75,7	77,4	74,5	80,6	77,46	76,40	72,82	75,53	72,45	72,28	73,08	76,30	69,85	69,26	74,96	76,5
TiO ₂	0,16	0,40	0,40	0,20	0,20	0,21	0,36	0,34	0,78	0,30	0,31	0,32	0,26	0,17	0,53	0,77	0,29	0,2
Al ₂ O ₃	10,5	12,5	12,7	12,2	15,0	10,2	12,19	12,95	13,74	13,45	14,64	14,95	13,98	12,94	14,24	14,56	13,34	13,8
Fe ₂ O ₃	0,88	1,2	1,2	0,9	0,7	0,63	1,19	0,84	1,97	0,95	0,97	1,27	0,88	0,85	1,24	2,30	1,28	1,0
FeO	0,29	2,00	0,9	1,4	1,5	0,43	0,89	0,85	1,48	0,72	1,01	0,83	0,70	0,24	2,56	1,94	0,71	0,5
MnO	0,01	0,03	0,03	н/о	н/о	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,06	0,05	0,06	0,04	0,03	0,03	—	—
MgO	0,10	0,10	0,1	0,20	0,3	0,1	0,78	0,66	1,12	0,56	0,55	0,55	0,43	0,12	1,55	1,79	0,41	0,1
CaO	1,28	1,9	1,1	1,6	0,6	1,45	2,06	0,84	2,68	1,03	1,66	1,98	0,60	0,38	3,55	3,41	0,78	1,2
Na ₂ O	1,15	3,8	4,2	3,9	4,2	2,81	3,09	3,93	2,99	3,53	3,44	3,37	3,05	2,81	3,61	3,94	4,39	4,00
K ₂ O	5,70	2,5	3,6	2,0	2,7	3,24	1,93	3,17	2,34	3,86	4,75	4,56	6,72	6,00	2,36	1,71	3,67	2,5
P ₂ O ₅	0,11	0,2	0,2	0,1	0,1	0,13	сл.	сл.	0,05	0,04	0,09	0,08	0,06	0,04	0,03	0,08	—	0,2
Σ	99,88	100,2	100,4	100,2	99,8	99,82	99,97	100,0	100,0	100,0	99,93	100,24	99,85	99,89	99,95	99,79	99,83	100,0

Т а б л и ц а 3

Нормативные составы пирометаморфических пород, стекол из них и исходных неметаморфизованных пород

Эле- менты	I						II				III				IV			V
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Q	47,5	38,6	33,7	41,2	35,0	47,2	44,6	36,1	37,6	34,8	29,0	28,9	26,0	34,3	23,38	26,64	30,84	39,8
Or	33,9	43,3	20,0	41,4	15,6	48,9	40,9	17,6	43,3	21,2	27,8	26,2	37,8	34,0	43,90	10,01	24,43	43,36
Ab	10,0	29,3	34,4	32,0	34,4	23,1	25,1	31,2	24,4	27,9	28,8	27,8	25,2	22,6	30,39	33,04	35,63	31,98
An	5,6	8,1	4,2	6,7	2,0	5,2	9,8	3,9	42,8	4,7	7,8	8,9	2,8	1,7	15,29	16,69	3,89	4,73
C	0,2	0,9	0,2	0,9	3,9	—	4,2	4,4	4,4	4,5	0,9	4,0	0,5	4,1	—	—	0,51	2,65
Wo	—	—	—	—	—	0,4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
En	0,3	0,3	0,2	0,3	0,7	0,3	1,9	1,5	2,7	1,3	—	—	—	—	—	—	—	0,3
Fs	—	1,7	—	4,4	4,5	—	—	—	—	—	2,4	4,4	4,4	0,3	6,47	5,89	—	—
Mt	0,5	4,9	4,6	4,4	0,9	0,7	4,7	4,4	2,5	4,3	4,4	4,8	4,4	0,5	1,86	3,25	4,39	0,93
Hm	0,6	—	—	—	—	0,2	—	—	0,2	—	—	—	—	0,5	—	—	0,32	0,32
Il	0,3	0,8	0,8	0,6	0,5	0,4	0,6	0,6	4,5	0,6	0,6	0,6	0,4	0,3	0,94	1,52	0,64	0,46
Ap	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	—	—	—	—	0,2	0,2	0,4	0,4	—	—	—	0,34
Ol	—	—	—	—	—	—	—	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Di	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,53	—	—	—
Mg met	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,0	—
H ₂ O	0,8	4,2	5,4	4,5	5,3	3,3	4,3	6,4	3,9	7,2	1,2	3,2	4,1	4,6	0,42	2,11	4,57	5,4
Σ	100,0	99,4	100,5	100,1	99,8	100,4	100,1	100,1	100,0	100,5	100,4	100,0	99,7	100,0	99,15	99,12	99,89	100,25

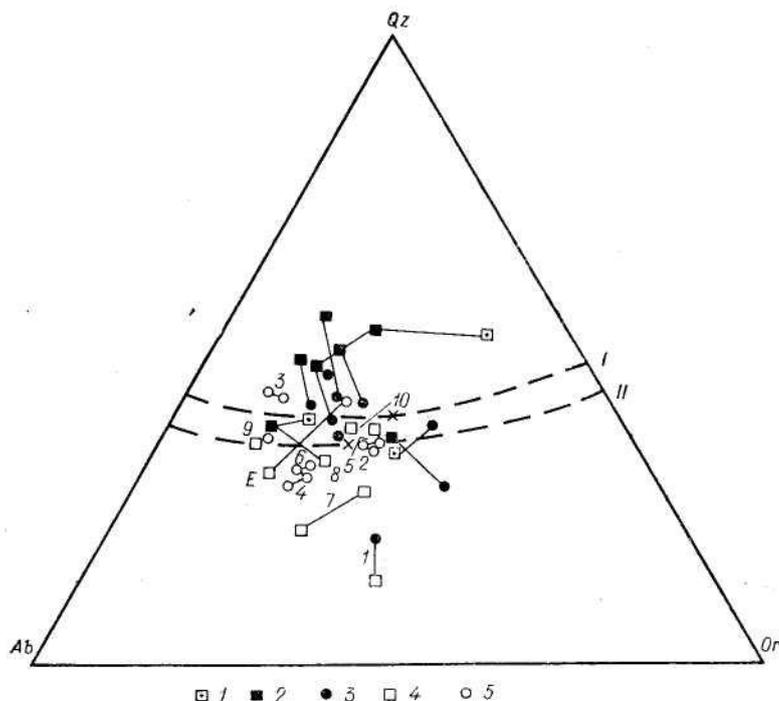


Рис. 3. Нормативные составы неметаморфизованных пород, частично плавленных пород и стекол из них, а также некоторых эффузивных пород и их стекол на фазовой диаграмме QZ—Ab—Or (по Tuttle and Bowen, 1958):

I — неизменные родоначальные породы; 2 — частично плавленные породы; 3 — стекла из них; 4 — эффузивные породы; 5 — стекла из них (1—3 — анализы из табл. 1—3); 4—5 — по Carmichael, 1960 и Elliot, 1956). Пунктиром показаны граничные кривые для различных давлений водяного пара (I — 500 кг/см², II — 2000 кг/см²).

дят к прямо противоположному выводу. Тем не менее, расчеты на основе анализов из табл.1—3 показывают, что в регенерированных расплавах общее количество нормативного щелочного полевого шпата, отнесенное к количеству нормативного кварца, прямо связано с этой величиной в исходных породах. Чем выше значение отношения $\frac{Ab+Or}{Q}$ в исходной породе, тем выше оно в вы-

плавках (стеклах) из этой породы. При этом при увеличении количества расплава увеличивается величина $\frac{Ab+Or}{Q}$ (табл. 4).

Отчетливая корреляция прослеживается также между составами стекол и частично плавленных пород, из которых эти стекла выделены в отношении содержания ортоклаза и величин отношений $\frac{Ab}{An}$, $\frac{Ab}{Or}$, $\frac{Q}{Or}$ (рис. 4), причем содержание ортоклаза и значения $\frac{Ab}{An}$ в стеклах выше, чем в плавленных породах,

Таблица 4

Значение $\frac{Ab + Or}{Q}$ в неметаморфизованныхпородах и стеклах,
возникших при частичном плавлении их

Исходная порода	Среда		
	в исходной породе	в стекле при кол-ве его	
		40 %	60 %
Гнейс*	0,82	—	1,30
Аркоз	0,92 (№ 1)	1,43 (№ 5)	1,61 (№ 3)
Тоналит	1,56 (№ 15)	—	1,84 (№ 17)
Гранит	1,95 (№ 11)	1,73 (№ 13)	2,42 (№ 14)

* Рассчитано из диаграммы, приведенной в работе Г. фон Платена (1967). Цифры в скобках—номера анализов в табл. 1—3.

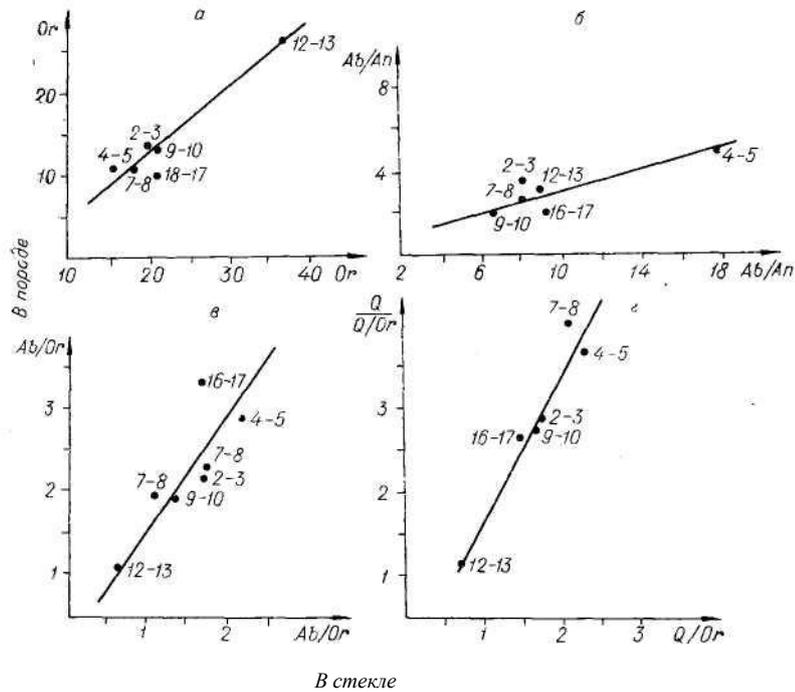


Рис. 4. Диаграммы, показывающие связь между нормативными составами частично плавленных пород и стекол из них: а — содержание ортоклаза; б — отношение Ab/An ; в — отношение Ab/Or ; г — отношение Q/Or . Цифры у фигуративных точек соответствуют номерам анализов в табл. 1—3

а Ab/Or и Q/Or ниже. Таким образом, учитывая высокую степень плавления в анализированных образцах (20—60% стекла), можно отметить, что при достаточно большом количестве регенерированного расплава состав последнего зависит от состава плавящегося субстрата.

ПРИЗНАКИ ПИРОМЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПЛАВЛЕНИЯ В ПОЛНОКРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Непременным ингредиентом всех описанных выше частично плавленных пород является более или менее девитрифицированное вулканическое стекло, что собственно и дает возможность определенно говорить о плавлении первично полнокристаллического магматического, метаморфического или осадочного субстрата за счет термометаморфизма. Однако стекло в породах может сохраниться только в случае быстрого остывания их. Последнее возможно, если вызывающие плавление магматические тела сами остывают быстро, т. е. если образование их происходит в условиях малых глубин, а размеры невелики. Действительно, во всех известных случаях частичное плавление описывается только в связи с небольшими по размерам субвулканическими интрузиями, некками, дайками, силлами, сложенными породами эффузивного облика. Возникающая в контактах более глубоких или более крупных субвулканических тел жидкая фаза должна быть полностью раскристаллизована вследствие более медленного остывания их, и поэтому в таких случаях зафиксировать признаки плавления в контактово-метаморфизованных породах очень трудно, зачастую невозможно. Тем не менее, в ряде петрографических работ приводятся достаточно убедительные геолого-петрографические данные, свидетельствующие о происхождении некоторых полнокристаллических контактово-метаморфизованных пород за счет раскристаллизации гранитных расплавов, возникших при тепловом воздействии основных интрузий на вмещающие их породы.

Такие породы описаны, например, А. А. Полкановым (1913) в контактовых ореолах жил докембрийских диабазов среди гнейсо-гранитов на Кольском полуострове; М. А. Фаворской (Белянкин и др., 1943; Фаворская, 1947) в контактах мезозойской интрузии диабазов с палеозойскими гранитами в Верхней Сванетии (Большой Кавказ); Н. Г. Судовиковым (1939) в контактах докембрийских диабазов с гранитами на о. Еловом (Белое море); А. Кахма (А. Kahma, 1951) в связи с докембрийскими диабазами по исходным породам состава гранита и песчаника в Финляндии и др.

При этом в двух первых случаях палингенные породы локализируются в виде залежей у контактов интрузий и имеют постепенные переходы к неметаморфизованным породам, а в двух

последних — слагают маломощные (до 3 см) короткие жилы, нередко секущие основные интрузии. Все перечисленные авторы указывают, что контактово-измененные породы характеризуются наличием микропегматитовой, микрографической или гранофировой основной массы, в которую погружены оплавленные зерна кварца и полевых шпатов, в то время как неметаморфизованные исходные породы имеют обычные структуры магматических пород, например аллотриоморфнозернистые для гранитов, описанных А. А. Полкановым, аллотриоморфнозернистые и местами катакластические для гранитов, описанных М. А. Фаворской. При этом А. А. Полканов указывает на такие характерные особенности пород, как возникновение гранофировых сростков прежде всего на границе кварца и полевого шпата, одинаковую ориентировку кварца сростков и недоплавленного кварца зерен, неизменяемость состава полевого шпата при образовании гранофировых сростков, сходное количественное соотношение кварца и полевого шпата в таких сростках и т. д. Большинство перечисленных авторов полагает, что микропегматиты и гранофиры образовались за счет раскристаллизации этектоидного расплава, выплавленного из вмещающих пород при тепловом воздействии основных интрузий.

Рассматривая особенности геологического положения таких контактово-метаморфизованных пород, их структуры, морфологию минералов и т. д. совместно с аналогичными данными по плавленным породам, в которых стекло сохранилось и где факт плавления не вызывает сомнения, можно заключить, что приводимые доказательства палингенного генезиса контактово-метаморфизованных пород во всех упомянутых выше случаях являются достаточно убедительными. Изложенные сведения по раскристаллизованным палингенным породам представляют тем больший интерес, что такие породы, претерпевшие вторичное плавление за счет контактового пирометаморфизма, а позднее полностью раскристаллизованные, обычно пропускаются при геологических исследованиях, а наблюдающиеся в них весьма характерные микропегматитовые и гранофировые структуры основной массы рассматриваются либо как нормально-магматические, либо, в лучшем случае, как структуры перикристаллизации в твердом состоянии.

О ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ГЕНЕРИРУЮЩЕГО И ГЕНЕРИРУЕМОГО РАСПЛАВОВ

Образовавшиеся в результате пирометаморфизма расплавы в большинстве случаев практически не смешиваются с расплавами, за счет которых они генерированы, может быть вследствие своей высокой вязкости. Так, Б. С. Батлер (Butler, 1961) отмечает лишь двухсантиметровую зону гибридных пород

на контакте долеритового некка с бухитами. Нацело отсутствуют породы смешанного состава на контакте некка андезитов-базальтов с плавленными гранитами в случае, описанном У. Эл-Раби и И. С. Е. Кармихаэлом (Al-Rawi, Carmichael, 1967). Обычно четкие контакты с вмещающими породами имеют плавленные включения (Larsen, Switzer, 1939; Бузкова, 1969; Масуренков, Волюнец, 1969, и др.). Наконец, по данным П. Б. Аккермана и Ф. Уокера (Ackermann, Walker, 1960), зоны гибридных пород на контакте долеритов Хейлбронского силла с аркозами достигают местами двух футов, причем под микроскопом гибридные породы выглядят как механические смеси двух полужидких—полутвердых масс.

Ассимиляция (т. е. прямое усвоение) вмещающих пород магмой наблюдается достаточно редко. Так, Б. С. М. Батлер (Butler, 1961) описал в эндоконтактной зоне долеритового некка небольшие овоидные выделения фельзитового материала, которые он рассматривал как продукт ассимиляции аркозов. По данным Кнопфа (Knopf, 1938), в интенсивно контаминированных интрузивных базальтах, с которыми связано частичное плавление гранодиоритов, за счет ассимиляции последних появляется большое количество кислого стекла с показателем преломления 1,505. Отчетливые признаки плавления и растворения обнаруживаются также в ксенокристаллах в вулканических породах (Al-Rawi, Carmichael, 1967; Reynolds, 1952; Holmes, Harwood, 1932; Guppi, Hawkes, 1925, и др.).

Довольно противоречивы данные о наличии или отсутствии обмена веществом между внедрившейся магмой и генерируемым во вмещающих породах расплавом.

Е. С. Ларсен и Ж. Швитцер (Larsen, Switzer, 1939), а также У. Эл-Раби и И. С. Е. Кармихаэл (Al-Rawi, Carmichael, 1967), основываясь на высокой сходимости составов частично плавленных пород и соответствующих им неметаморфизованных пород, приходят к выводу об отсутствии сколь-либо существенного привноса—выноса при формировании вторичных расплавов*. Отличия плавленных и исходных пород заключаются только в более высокой степени окисленности железа в первых и большей насыщенности их водой (см. анализы 10—11 и 15—16 в табл. 1—3). Высокое содержание воды в плавленных породах и стекле из них послужило Е. С. Ларсену и Ж. Швитцеру основанием для вывода о необходимости привноса летучих (особенно воды) для того, чтобы плавление имело место. Однако, выше было показано, что большая часть воды в стеклах может быть образована за счет и вторичной гидратации их (Butler,

* Особенно наглядно это видно по нормативным составам пород (табл. 3) и химическим составам их, пересчитанным на безводный остаток (табл. 2).

1961) и, во всяком случае, нынешнее содержание воды в стеклах не соответствует истинному содержанию ее в расплаве. Что касается более высокой степени окисленности железа в плавленных породах, то последняя, по-видимому, обусловлена окислительной обстановкой при плавлении и не связана с привнесом (общее содержание железа в метаморфизованных и исходных породах идентично).

Однако в ряде случаев трансфузия элементов магмы во вмещающие породы, по-видимому, сопровождается плавлением. К такому выводу, например, пришли П. Б. Аккерманн и Ф. Уокер (Ackermann, Walker, 1960), основываясь на некотором увеличении показателя преломления стекла в витрифицированных аркозах при приближении к контакту с долеритовым нечком (от 1,498 до 1,511). Б. С. М. Батлер (Butler, 1961) указывает, что в плавленных аркозах на контакте с долеритовым нечком происходит уменьшение содержания K_2O и увеличение Na_2O , тогда как в ассоциирующих пелитовых сланцах — увеличение K_2O и незначительное уменьшение Na_2O . Этот автор полагает, что щелочной метасоматоз — обычная особенность термального воздействия интрузий основной магмы на кварц-полевошпатовые породы и местная миграция щелочей тесно связана с процессами плавления.

Обзор литературы показывает, что реоморфизм, т. е. контактово-метасоматический метаморфизм с частичным переводом вещества в жидкое состояние, как правило, значительно более обычен, чем простое плавление. Так, Ф. Уокер и А. Полдерваарт (1950) указывают на широкое проявление реоморфических процессов в связи с долеритами Карру, при значительно более редких случаях прямого расплавления или ассимиляции. Когда реоморфические явления проявлены интенсивно, порода приобретает способность к текучести и может давать реоморфические жилы как во вмещающих породах, так и в вулканических, которые обусловили их появление (Уокер и Полдерваарт, 1950; Butler, 1961; Жабин и Черепивская, 1964, и др.). При реоморфизме обычно возникают гранофиры, весьма сходные по структурам с продуктами раскристаллизации вторичного стекла в контактово-метаморфических зонах вблизи крупных или достаточно глубинных основных интрузий. Не исключено, что в последнем случае роль контактового метасоматоза также существенна.

ПЛАВЛЕНИЕ ПОРОД В ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЯХ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Результаты, полученные при изучении природных объектов, где проявлено частичное плавление кислых пород, хорошо согласуются с данными по плавлению кислых пород в лабораторных условиях. При этом наблюдаются аналогии не только

в особенностях состава выплавленных жидкостей, но и в морфологии плавленных образцов. В то же время эксперимент дает возможность оценить *PT*-условия плавления и пути его.

Е. Г. Кранк и Р. В. Оджа (Krank, Oja, 1960), изучая в шлифах образцы гранитов, граувакк и диабазов, которые они нагревали в бомбах высокого давления при P_{H_2O} до 2800 кг/см^2 , показали, что первые признаки стекла отмечаются в породах между зернами калишпата и кварца, несколько позднее — между зернами плагиоклаза и кварца. На границе одноименных зерен (кварц — кварц, полевой шпат — полевой шпат) стекло не появляется до тех пор, пока значительное количество его не будет образовано в контактовых зонах кварца и полевых шпатов. Чем больше границ между зернами кварца и полевых шпатов, тем большее количество расплава генерируется в начальную стадию плавления, тем раньше порода начинает плавиться. При плавлении диабазов стекло вокруг плагиоклаза отмечается при температуре на $100\text{—}150^\circ$ выше, чем в гранитах (800° против 700° в гранитах).

Перед началом плавления полевые шпаты нередко становятся трещиноватыми. При возрастании степени плавления стекло появляется в них по трещинам и вдоль плоскостей спайности. Возникают весьма характерные губчатые, сотовидные и дактилоскопические структуры, описанные выше для плагиоклазов, подвергшихся частичному плавлению в природных условиях, и полученные в экспериментах по частичному плавлению альбита (Day, Allen, 1905) и битовнита (Reynolds, 1952).

Что касается темноцветных минералов, то, по данным Е. Г. Кранка и Р. В. Оджи (1960), продолжительное нагревание биотита и амфибола в сухих условиях вызывает опацизацию их еще до того, как будет достигнута точка плавления. При нагревании же в атмосфере водяного пара эти минералы остаются чистыми вплоть до достижения точки плавления и лишь потом опацизируются, причем на границах их со стеклом нередко появляются новообразования слюды (вблизи биотита), слюды и ромбического амфибола (вблизи амфибола). Г. фон Платен (1967), исследуя анатектическое плавление биотитовых, и двуслюдяных гнейсов, не содержащих калиевого полевого шпата, показал, что при $P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2$ и $T = 690\text{—}760^\circ$ слюды в присутствии кварца и плагиоклаза инконгруентно плавятся с образованием калишпатового компонента и некоторых минералов, среди которых им отмечены в гнейсах без избытка глинозема шпинель (в окислительных условиях), гиперстен (в восстановительных), а в глиноземистых гнейсах кордирит (по биотиту) и силлиманит (по мусковиту). Анатектические расплавы формируются при этом за счет калишпатового компонента слюд, кварца и плагиоклаза. Однако в условиях малых

давлении, по-видимому, должно наблюдаться не плавление слюды, а опацификация и разложение их. Дж. Рогерс (Rogers, 1965) указывает, что стекло, полученное при частичном плавлении граувакк и аргиллитов, обладает заметной пористостью. С помощью рентгеновского дифрактометра он определил в стекле новообразования гиперстена, кордиорита, скаполита и слюды.

Температуры плавления гранитов, обсидианов, гнейсов, граувакк, аргиллитов, глин в присутствии воды изучались в последнее время экспериментально Tuttle, Bowen, 1958; Krank, Oja, 1960; Rogers, 1965, 1966; Winkler, Platen, 1961; Platen, 1965; 1967, и др. По данным этих авторов, при увеличении давления водяного пара от нуля до 2000 кг/см^2 температура инициального плавления гранитов быстро падает от 960 до $670\text{--}700^\circ$ и при дальнейшем увеличении давления вплоть до 7000 кг/см^2 уменьшается весьма незначительно (до $640\text{--}660^\circ$). Кривая начала плавления осадочных пород ведет себя подобным же образом, но температуры плавления их несколько выше (например, для граувакк \approx на $40\text{--}50^\circ$, по Е. Г. Кранку и Р. В. Оджа), причем аргиллит плавится при более высоких температурах, чем плавление граувакк (Rogers, 1966). Основываясь на экспериментальных данных, Г. фон Платен (1967) приходит к выводу, что при давлении водяного пара выше 2000 кг/см^2 в любых породах, содержащих кварц, плагиоклаз и какой-либо калиевый минерал (калиевый полевой шпат, биотит или мусковит), при температурах $700 \pm 40^\circ$ должно наблюдаться начальное анатектическое плавление, причем при наличии фтористого водорода точка плавления может быть еще ниже.

Г. фон Платен (1965, 1967) установил, что порядок кристаллизации основных компонентов гранита (кварца, калишпата и плагиоклаза), а также состав эвтектических смесей при постоянном $P_{\text{H}_2\text{O}}$ зависят от величины отношения Ab/An в породах. Г. фон Платен экспериментально определил положение котектических линий и точек эвтектоидных расплавов при различных значениях отношения Ab/An и показал, что чем ниже отношение Ab/An в исходных расплавах, тем выше содержание ортоклаза и кварца в эвтектоидных расплавах. Так как полученные Г. фон Платеном диаграммы могут быть использованы для объяснения не только кристаллизации, но и плавления, то, следовательно, и состав первых анатектических расплавов (эвтектоидных расплавов) зависит от отношения Ab/An в исходных породах. На состав их влияют также находящиеся в газовой фазе минерализаторы, такие как HCl или HF , причем присутствие последних увеличивает роль калишпата в анатектических расплавах и уменьшает роль кварца. При увеличении количества расплава до 50% и более исходного образца (конечная стадия анатексиса по Г. фон Платену) на со-

став расплава существенное влияние оказывает состав исходных пород.

Г. Винклер (1965, 1969), обсуждая экспериментальные работы Г. фон Платена, заключил, что эвтектоидные расплавы Г. фон Платена являются не истинными эвтектиками, а расплавами, появляющимися при температуре, на 10—15° превышающей температуру начала плавления («расплавы-минимум»). Составы последних занимают промежуточное положение между истинными расплавами-минимум (т. е. эвтектоидными расплавами) и несколько более нагретыми расплавами, с которыми еще сосуществуют три твердые фазы.

К сожалению, на изученных к настоящему времени природных объектах пирометаморфического плавления отсутствуют данные о составах первых расплавов (соответствующих составу стекла из образцов с минимальным содержанием его), что не позволяет оценить сходимость результатов экспериментальных работ с результатами процессов плавления, протекающих в природных условиях. Однако вывод Г. фон Платена о влиянии состава пород на состав расплавов при генерации достаточно большого количества их действительно подтверждается на имеющихся материалах по частично плавленым породам, (см. выше).

Теоретические расчеты плавления кислых пород основными интрузиями были проделаны Ф. Г. Смитом (1968). Задавшись определенными параметрами состава, температуры магмы и вмещающей породы до внедрения интрузии, температуры и теплоты плавления и кристаллизации их, теплоемкости и теплопроводности, он показал, что может происходить частичное плавление гранитных пород на контакте с габброидным интрузивом, мощность зоны боковых пород с обоих контактов интрузива, подвергшихся частичному плавлению, приблизительно равна ширине интрузива (рис. 5). Еще более интенсивного плавления в контактовых зонах основных интрузий следует ожидать, если вслед за Н. R. Shaw (1965) и А. А. Кадиком (1969, 1970) принять, что в магматических телах достаточно большой протяженности неизбежно проявляется естественная конвекция. Ф. Г. Смит полагает, что вряд ли следует ожидать смешения первичной и вторичной магм, которому должна препятствовать высокая вязкость гранитного расплава и отсутствие перемешивающего механизма. Однако здесь налицо две различные магмы, которые после фильтр-прессинга способны к дальнейшей дифференциации и даже излиянию на поверхность.

Можно, по-видимому, полагать, что при возникновении кислых расплавов за счет термального воздействия масс базальтовой магмы на породы коры (равно как и при анатектических процессах) плавление субстрата вряд ли будет полным. Если это так, то в лавах, образовавшихся при застывании

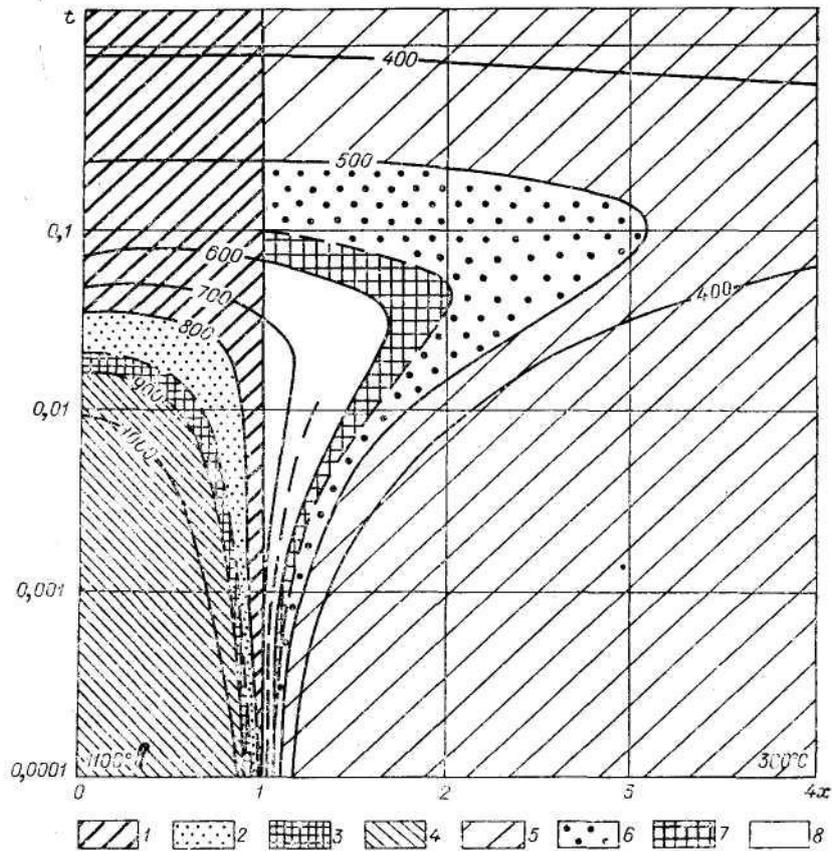


Рис.5. Взаимосоотношение между временем t , пространством x и температурой вблизи дайкообразного габброидного интрузива, залегающего во вмещающих породах гранитного состава (по Смит, 1968).
 1—4 — габброидный интрузив: 1 — твердая часть, 2 — пластичная часть, 3 — флюидная часть, 4 — габброидный расплав; 5—8 — вмещающие породы гранитного состава: 5 — твердая часть, 6 — пластичная часть, 7 — флюидная часть, 8 — гранитный расплав. $tx = 1/2$ ширины интрузива, м; x^* — время после внедрения в годах.

подобных расплавов, надо ожидать присутствия значительного количества вкрапленников, являющихся недоплавленными остатками пород среди магмообразования (реликтовых минералов). Многие исследователи, основываясь на геолого-петрографических наблюдениях считали фенокристаллы кислых вулканических пород реликтовыми. Наиболее известными в этом отношении являются, пожалуй, взгляды А. Ритмана (1964).

Результаты проведенных в последние годы экспериментальных работ по плавлению и кристаллизации природных образ-

цов гранитоидов свидетельствуют в пользу подобной точки зрения. Так, опыты А. Дж. Пивинского и Р. Дж. Уайлла (Piwinski and Wyllie, 1968; Piwinski, 1968) по плавлению гранодиоритов и тоналитов при давлении 2 кбар в присутствии избытка воды показывают, что кальциевый плагиоклаз и амфибол сохраняются как твердые фазы при температуре 900°. Указанные авторы приходят к выводу, что если эти породы были образованы в результате анатексиса, то либо в основании коры должны существовать температуры значительно выше 900°, либо магмы должны представлять собой эвтектоидные гранитные жидкости со взвешенными в них кристаллами.

К близким выводам можно прийти, обсуждая экспериментальные данные Н. И. Хитарова, Л. Б. Нагапетяна и Е. Б. Лебедева (1969_{1,2}) по кристаллизации расплавов дацитового и гранитного составов при давлении паров воды 2 кбар. По данным этих авторов, температурный интервал кристаллизации исследованных ими расплавов лежит в пределах 225°, однако 65—70% гранитного и 50—55% дацитового расплавов кристаллизуются в интервале всего 25°. Если кристаллизация и плавление — процессы обратимые, требуется повышение температуры всего на 25° выше температуры солидуса, чтобы перевести в расплав большую часть породы, тогда как для полного плавления необходим куда более значительный нагрев.

Как показывают экспериментальные и расчетные данные, для перемещения лишь части, а не всей расплавленной породы не существует каких-либо трудностей. Так, по данным М. Мак Грегора и Г. Вилсона (Mac Gregor, Wilson, 1939), порода, состоящая из круглых зерен, может стать мобильной, если жидкость составляет всего 26% ее объема. К тому же многие излившиеся на поверхность лавы нередко содержат 20—40% и более вкрапленников, тогда как афировые разности лав, наоборот, редки,

ВЫВОДЫ

1. Плавление кислых пород коры основными магмами — реальный процесс. Незначительные в общем масштабы проявления плавленных пород (т. е. пород со стеклом) на контактах с телами основных пород, известные в природных условиях, легко объяснить, если учесть, что стекло в породах сохраняется только в случае быстрого остывания, т. е. частичное плавление можно наблюдать только в контактах маломощных субвулканических тел, либо в ксенолитах в эффузивах. В случае же более крупных и более глубоких тел плавленные

породы такого типа не могут быть отмечены из-за более медленной потери тепла и, как следствие, полной кристаллизации регенерированных расплавов. Однако и здесь иногда можно достаточно надежно выделять породы, прошедшие стадию пирометаморфического плавления.

2. Признание реальности процессов плавления приводит к аналогичному выводу относительно возможности существования вторичных очагов кислой магмы, ибо, следуя теоретическим расчетам, нужно ожидать значительно более интенсивного плавления кислых пород коры в глубинных условиях на контакте с крупными массами базальта (Кадик, 1970).

3. Отличить кислые породы, образовавшиеся за счет регенерированных расплавов, от кислых пород, образовавшихся за счет дифференциации более основных расплавов, по-видимому, не всегда возможно. Большую роль в этом отношении может играть изучение плавленых включений в эффузивах и выделение среди кристаллической фазы лав реликтовых минералов, сходных по составу с минералами плавленых включений (Ритман, 1964; Волынец, 1969; Масуренков, Волынец, 1969). Ожидать присутствия реликтовых минералов в кислых породах, образовавшихся за счет регенерированных расплавов, кажется весьма логичным исходя из имеющихся экспериментов по плавлению кислых пород и кристаллизации кислых расплавов.

4. Образовавшиеся за счет пирометаморфизма расплавы в большинстве случаев практически не смешиваются с расплавами, за счет которых они генерированы.

5. Составы регенерированных кислых расплавов по сравнению с составами исходных пород приближаются к котектическим составам. При этом при достаточно высокой степени плавления (20—60%) наблюдается отчетливая корреляция между составом регенерированного расплава и составом плавящегося субстрата по целому ряду компонентов.

ЛИТЕРАТУРА

Белянкин Д. С., Еремеев В. П., Петров В. П., Фаворская М. А. О неинтрузиях Бакского (Эцерского) типа на Кавказе. — Зап. Всерос. минер. об-ва, 1943, ч. 72, № 3—4.

Бузкова Н. Г. О пироморфизме обломков гранита в андезите (Рудный Алтай). — Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 98, вып. 1, 1969.

Бузкова Н. Г. Петрология позднепалеозойской интрузивно-вулканической ассоциации юго-западного Алтая. — Автореферат дисс. Л., 1961.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969.

Васильев Ю. Р. Особенности минералогии гибридных образований интрузии Норильск-П. — В сб.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии, т. 5. Новосибирск, «Наука», 1967.

В о л ы н е ц О. Н. Корродированные кристаллы в лавах, их происхождение и петрогенетическое значение. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли (Матер, к III Всес. вулканолог, совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1969.

Г о р ш к о в Г. С. Четвертичный вулканизм и петрохимия современных лав Курильских островов. — Докл. сов. геологов на XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Проблема 13. Изд-во АН СССР, 1960.

Г о р ш к о в Г. С. Глобальные особенности петрохимии вулканических пород и основные структурные элементы Земли. — В сб.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., «Наука», 1963.

Г о р ш к о в Г. С. Вулканизм Курильской островной дуги. М., «Наука», 1967.

Г р и г о р ь е в Д. П., Я с и н с к а я А. А. Признаки плавления минералов в некоторых метеоритах. — Докл. АН СССР, 1967, 173, № 3.

Г р и н Т. Х. Экспериментальные исследования генезиса анортитов при высоких давлениях. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Г р и н Т. Х., Р и н г в у д А. Е. Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда. — В кн.: Петрология верхней мантии. М., «Мир», 1968.

Ж а б и н А. Г., Ч е р е п и в с к а я Г. Е. Реоморфические жилы расплавленного песчаника, фенитизированного песчаника и дайки туфо-песчаников из Маймеча-Котуйской петрографической провинции Полярной Сибири. — Докл. АН СССР, 1964, 156, № 4.

З а в а р и ц к и й А. Н., С о б о л е в В. С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Е л и с е е в Н. А. Метаморфизм. М., «Недра», 1963.

И н д о л е в Л. Н., Ж д а н о в Ю. Я. Термальный метаморфизм полевых шпатов из ксенолитов гранита в дайках основных пород. — Зап. Всес. минералог, об-ва, вып. 3, 1967.

К а д и к А. А. Вынос тепла из глубинных очагов вулканов в условиях естественной конвекции магмы. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли (Матер, к III Всес. вулканолог, совещ.). Петропавловск-Камчатский, 1969.

К а д и к А. А. Физические условия плавления на контакте с интрузивными порциями магм при естественной конвекции. — Геохимия, 1970, № 4.

Л у ч и ц к и й В. И. Петрография, т. II. М.—Л., Госгеолиздат, 1949.

М а р х и н и н Е. К. Роль вулканизма в формировании Земной коры. М., «Наука», 1967.

М а с у р е н к о в И. П., В о л ы н е ц О. Н. Реликтовые минералы как источник информации о происхождении известково-щелочных магм. — В сб.: Вулканизм, гидротермы и глубины Земли. Матер, к III Всес. Вулканолог, совещанию. Петропавловск-Камчатский, 1969.

Л е в и н с о н - Л е с с и н г Ф. Ю., С т р у в е Э. А. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.

О с т а п е н к о В. Ф. Геологическое строение кальдер Медвежьей

- и Заварицкого и связь с ними полезных ископаемых (Курильские острова). Автореф. дисс. Южно-Сахалинск, 1969.
- П л а т е н Г. фон. Экспериментальное исследование анатексиса и генезиса мигматитов. — В сб.: Природа метаморфизма. М., «Мир», 1967.
- П о л к а н о в А. А. О контактном взаимодействии диабазов с гнейсогранитами на Кольском полуострове. — Тр. Спб. об-ва естествоиспытателей, 44, вып. 1, 1913.
- П о л о в и н к и н а Ю. И. Структуры и текстуры изверженных и метаморфических горных пород. Т. II. Метаморфические породы. М., «Недра», 1966.
- Р и т м а н А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964.
- Р о д и о н о в а Р. И. Включение в лавах Курильских островов (вещественный состав, происхождение и геологическое значение). — Автореф. дисс. М., 1970.
- Р о з е н б у ш Г. Описательная петрография. Л.—М., Горгеонефтиздат, 1934.
- С м и т Г. Ф. Физическая геохимия. М., «Недра», 1968.
- С у д о в и к о в П. Г. Материалы по петрографии Западного Беломорья. — Тр. Ленингр. гос. университета, вып. 19а, 1939.
- У о к е р Ф., П о л д е р в а а р т А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М., ИЛ, 1950.
- Ф а в о р с к а я М. А. Неинтрузии Верхней Сванетии. — Тр. ИГН, 1947, вып. 84, петр. сер. (№ 27).
- Х и т а р о в Н. И., Н а г а п е т я н Л. В., Л е б е д е в Е. Б. Кристаллизация расплава дацитового состава в условиях давления водяного пара от 500 до 3000 кг/см². — Геохимия, 1969, № 1 (1).
- Х и т а р о в Н. И., Н а г а п е т я н Л. В., Л е б е д е в Е. Б. Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальное исследование). Геохимия, 1969, № 3 (2).
- Al-Rawi; Carmichael I. S. E. A note on the natural fusion of granite. — «Amer. Mineralogist», 1967, 52, N 11—12, p. 1806—1814.
- А с к е р м а н н Р. В., W a l k e r F. Vitrification of arkos by Karoo dolerite near Neilbron Orange Free State. — Quart. J. Geol. Soc. 1960, 116, N 463, London, p. 239—254.
- В о г о у а в л е н с к а я Г. Е. Partly fused xenoliths of intrusive rocks in pyroclastic deposits of Uzoh and Semiachinsk ring structures (Kamchatka) — Vol. of abstr. Symposium on volcanoes and their roots. Oxford, England, 1969.
- Brousse R., Rudel A. Bombers de peridotites, de norites, de charnockites et de granulites dans les scories du Puy Beaunit. — C. r. Acad. Sci., 1964, 259, N 1, p. 185—188. • •
- B i o u w e r H. A. Over Instittutsels on Cordieriet ge halt van Bronziet-Biotiet Dacieten van Het Eiland Ambom. — Verh. v. h. Geol. Mijnb. voor Nederland en kol. Geol. Ser., 1925, t. 8, p. 73—80.
- Bunch T. E., Alvin J., Conen and M. R. D e n c e. — Shock induced structural disorder in plagioclase and Quartz. — In: Shock metamorphism of natural materials. Baltimore, 1968.

- Butler B. C. M. Metamorphism and metasomatism of the Moine Series by a dolerite plug in Glenmore, Ardnurchan. — *Mineral. Mag.*, 1961, 32, p. 866—897.
- Carmichael I. S. E. The feldspar phenocrysts of Some Tertiary acid glasses. — *Min. Mag.*, 1960, 32, p. 587—608.
- Davidson C. F. The Tertiary geology of Raasay, inner Hebrides. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh.*, 1934, 58, p. 2, p. 398.
- Day A. L. and Allen E. T. The isomorphism and thermal properties of the feldspars. — 1905, Carnegie Inst. of Washington Publ. N 31 *Amer. J. Sci.*, 1905, ser. 4, 19.
- Elliot R. B. The Esdalmuir tholeit and its contribution to an understanding of tholeit genesis. — *Min. Mag.*, 1956, 31, p. 245—254.
- Fiala Frantisek. Welding of rhyolite tuffs at the andesitoid basalt dykes near Bartosova Lehotka. — «*Geol. prace. GUDS. SAV, Zpravny*», 1965, № 35, p. 105—118.
- Fleet J. S. The geology of the country near Oban and Dalmally, Mem. — *Geol. Surv.*, 1908, p. 124.
- Frankel J. J. A note on the vitrification of Karroo sediments by dolerite intrusion. — *Trans. Roy. Soc. S. Afr.*, 1950, 32, p. 287—297.
- Guppy F. M. and Hawkes L. A composite dyke from eastern Iceland *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1925, vol. 81, part 2, p. 324—340.
- Hawkes L. On a partially fused quartzfeldspar rock and glomerogranular texture. — *Min. Mag.* 1929, vol. XXII, p. 163—173.
- Holmes A. and Harwood H. F. Petrology of the Volcanic fields east and south-east of Ruwenzori, Uganda. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1932, vol. 88, N 351, part 3.
- Kahma A. On contact phenomena of the Satakunta diabase. *Bull. Comm. Geol. Finland*, 1951, N 152.
- Knopf A. Partial fusion of granodiorite by intrusive basalt, Owens Valley, California. — *Am. J. of Sci.*, 1938, 36, N 215, p. 373—376.
- Korting S. Die Vorgänge bei der Kontaktbildung im Buntsandstein durch die Basalte der Blauen Kuppe und des Alpstein, Nordhessen-Heilelb, *Beitr. Miner., Petrogr.*, 1954, 4, 89.
- Kranck E. H., Oja R. V. Experimental studies of anatexes. — «21st Internat. Geol. Congr., 1960. Part 14». Copenhagen, 1960, p. 16—29.
- Larsen E. S., Switzer G. An obsidian — like rock from the melting of a granodiorite. — *Am. J. of Sci.*, 1939, 237, N 8, p. 562—568.
- Luth W. C., Tuttle O. F. The hydrous vapor phase in equilibrium with granite and granitic magmas. (Abstr.) «*Trans. Amer. Geophys. Union.*», 1967, 48, N 1, 245.
- MacGregor M., Wilson G. On granitisation and associated processes. — *Geol. Mag.*, 1939, 76, p. 193—215.
- Milton Daniel J. Fused rock from Kofels, Tyrol «*Tsohermaks mineral, und petrogr. Mitt.*», 1964, 9, N 1—2, p. 86—94.
- Matsumoto T. Some aspects of the formation of primary, granitic magmas in the upper mantle. The upper Mantle Symposium New Delhi, Copenhagen, 1965.
- Piwinskii A. Y., Wyllie P. Y. Experimental studies of ig-

- neous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. *Journ. Geol.*, 1968, 76, N 2, 205-234.
- P i w i n s k i i A. Y. Experimental studies of igneous rock series, Central Sierra Nevada Batholith, California. — *Journ. Geol.*, 1968, 76, N 5, 548—570.
- P l a t e n H. Von Kristallisation granitischer Schmelzen. — *Beitr. Mineral. Petrolog.* 1965, 11, p. 334—381.
- P o l d e r v a a r t A. The Petrology of Mount Arthur Dolerite Complex, East Griqualand. — *Trans. Roy. Soc. S. Afr.*, 1964, v. XXXI, p. 83—110.
- R e y n o l d s D. L. Partially fused plagioclases in the rock of Slieve Gullion. — *Edinburgh Geol. Trans.*, 1952, 15, p. 280—296.
- R i c h a r z S. Some inclusions in Basalts. — *J. Geol.*, 1924, 32, N 8, p. 685-689.
- R i n n e Г. Urher rhombischem Augit als Kontaktprodukt. — *Neues Jahrb. f. Geol., Min. and Paleontol.*, 1895, Bd. 2, s. 229.
- R o g e r s J. Hydrothermal melting of some New Zealand graywackes and argillites. — *Internat. Assoc. Volcanol. Internat. Sympos. Volcanol., New Zealand*, 1965, abstr. Wellington, 1965.
- R o g e r s J. Hydrothermal melting of some New Zealand graywackes and argillites. — *Bull. volcanol.*, 1966, t. XXIX, p. 173—175.
- R o s s C S., S m i t h R. L. Water and other volatiles in volcanic glasses. — *Am. Miner.* 1955, 40, N 11—12.
- S h a w H. R. Comments on viscosity, crystal setting and convection in granite magmas. — *Am. J. of Sci.*, 1965, 263, N 2, p. 120—152.
- S i g u r d s s o n H. Petrology of acid xenoliths from Surtsey.—*Geol. Mag.*, 1968, 105, N 5, p. 440—453.
- S t e i g e r R. H., H a r t R. The microcline — orthoclase transition within a contact aureole. — *Amer. Min.*, 1967, 52, N 1, 87—116.
- T h o m a s H. H. On certain xenolithic Tertiary Minor Intrusions in the island of Mull, Argylshire. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1922, 78, N 311, part 3, p. 229-250.
- T i d m a r s h W. G. The Permian lavas of Devon. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1932, 88, N 352, pt 2, p. 712.
- T u t t l e O. F. and B o w e n N. L. Origin of granite in light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ — KAlSi_3O_8 — SiO_2 — H_2O . — *Geol. soc. Amer. Mem.*, 1958, 74, p. 1—153.
- W i l s o n R. L. The Tertiary dykes of Maho Mountain, Co. Fermanagh Irish Natur. Journ., 1964, 17, p. 254—257.
- W i n k l e r H. C. F. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks.* — 1965, Springer—Verlag, New York.
- W i n k l e r H. C. F. and P l a t e n H. v o n. Experimentell Gesteins metamorphose. — Y. Experimented anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung. — *Geochim. at cosmoch. Acta*, 1961, 24, 250.
- W r i c h t T. L. The microcline — orthoclase transformation in the contact aureole of the Eldora stock, Colorado.— *Amer. Min.*, 1967, 52, N 1—2, p. 117—136.

W y l l i e P. J. Microscopic cordierite in fused Torridonian arkose. — Amer. Min., 1959, 44, N 9—10, p. 1039—1046.

W y l l y e P. J. Fusion of Torridonian sandstone by a picrite sill in Soay (Herbrides). — J. Petrology, 1961, 2, p. 1—37.

Y o u n g A. Fusion of Karroo grits in contact with dolerite intrusions. — Proc. Roy. Soc. S. Afr., 1920, 8, XXIX